

QUADERNS DMACS nº 15



MORFOLOGIA, PROCESSOS I HÀBITAT EN RIUS DE MUNTANYA

La Seu d'Urgell, del 21 al 24 de juliol de 1998

Edició: Ramon J. Batalla, Universitat de Lleida

Autors: Josep C. Balasch, Subdelegació del Govern a Lleida; Ramon J. Batalla, Universitat de Lleida; Celso García, Universitat de Barcelona; Moshe Inbar, Universitat de Haifa; Antoni Palau, Universitat de Lleida; Maria Sala, Universitat de Barcelona



PONÈNCIES

(resums de les comunicacions del curs i les transparències utilitzades pels ponents)

· <i>Caracterització del material i les formes del llit i el canal</i> Ramon J. BATALLA	3
· <i>Anàlisi del moviment de material groller com a càrrega de fons</i> Celso GARCIA	13
· <i>Descripció de la dinàmica del sediment fi en suspensió</i> Josep C. BALASCH	23
· <i>Caracterización del hábitat íctico en lechos de gravas</i> Antoni PALAU	35
· <i>Riscs fluvials en rius de muntanya: aspectes naturals i antròpics</i> Maria SALA	40
· <i>Efectos de los cambios de uso del suelo en la cuenca sobre los ríos de gravas</i> · <i>Modelización de la erosión en áreas de montaña mediterránea</i> Moshe INBAR	50

RESUM

L'objectiu del curs és la descripció i l'anàlisi teòric i al camp dels principals elements biòtics i abiòtics (morfologia, processos i hàbitat) que constitueixen els rius de graves en conques de muntanya com a base per a la seva gestió i conservació. També s'estudiaran els efectes dels canvis en el usos del sòl de les conques sobre els seus ecosistemes fluvials i els riscos derivats dels impactes antròpics en àrees de muntanya mediterrània. El curs contribuirà a millorar la formació d'estudiants i professionals del nostre país, dotant-los d'eines naturalistes avançades d'estudi en el camp de la dinàmica de l'aigua, el sediment i els hàbitats en rius de muntanya.

El curs està dirigit a alumnes relacionats amb la Hidrologia, la Geomorfologia i l'Ecologia fluvials en l'àmbit universitari (preferentment de segon i tercer cicle), i en general provinents del camp de la Geografia, la Geologia, la Biologia i les Enginyeries Agrària i Forestal. També pot ser d'interès per a tècnics de l'administració i en general persones interessades en les Ciències Ambientals i Gestió de recursos naturals. Han col·laborat en la realització del curs:

CARACTERITZACIÓ DEL MATERIAL I LES FORMES DEL LLIT I EL CANAL

Ramon J. Batalla

Universitat de Lleida

1. EL MATERIAL DEL LLIT DEL RIU

La caracterització del material del llit d'un riu és un aspecte fonamental a l'hora de descriure les característiques físiques d'un canal fluvial i les seves formes. Aquesta informació pot ser molt útil per a la definició d'aspectes relacionats amb la dinàmica fluvial com: a) inici de moviment del material, b) fonts de sediment en el llit i en la conca, c) paràmetre de rugositat en models de transport de sediment, d) caracterització dels processos d'abrasió, etc. Un treball considerat pioner en el camp del mostreig i la caracterització de sediment fluvials grollers va ser realitzat per Kellerhals & Bray (1971).

La caracterització granulomètrica del sediment que forma el llit d'un riu és especialment difícil en rius de graves i materials grollers degut, entre d'altres, a l'amplitud del rang que presenten (des de llims fins a grans blocs), a les variacions laterals i longitudinals degudes al transport selectiu de sediment, a les variacions verticals degut a l'existència d'una cuirassa de materials grollers en superfície (figura 1) (foto 1) degut al rentat de material fi durant la recessió d'avingudes (Segura, 1987), a la utilització de mètodes de mostreig no equivalents, etc. (Church et al, 1987). Els geomorfòlegs, enginyers, sedimentòlegs i ecòlegs necessiten quantificar d'una manera precisa aquest material. Generalment s'utilitza un sol índex de la corba de mides de sediment per a caracteritzar granulomètricament un riu. Índexs com el D_{50} , D_{65} , D_{84} i D_{90} , és a dir, els percentils 50, 65, 84 i 90 de la corba acumulativa de sediment, s'utilitzen en equacions de resistència de flux, de càlcul de transport de sediment, d'inici de moviment, etc. (García, 1998). Aquesta és una comunicació tècnica que té com a objectiu presentar els aspectes teòrics i pràctics bàsics que cal conèixer a l'hora de caracteritzar correctament materials en rius de graves i materials grollers. Les principals formes de llit i el canal es descriuen a la comunicació de Celso García.

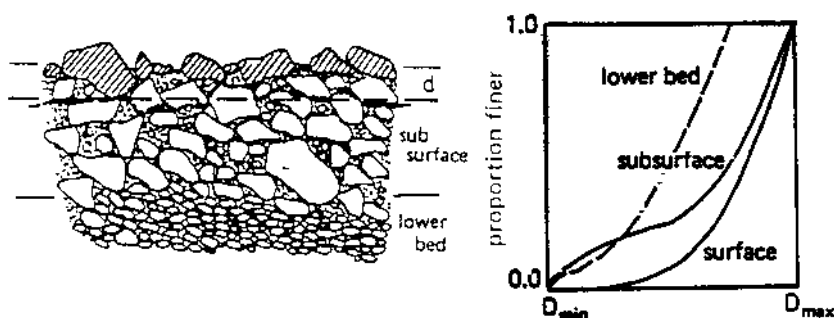


Figura 1. Distribució cuirassada del sediment en un llit de graves (Church et al., 1987)

*Foto 1. Cuirassa de graves en rius de sorres i graves
(Carnation Creek, British Columbia, Canadà). Foto: autor*



2. CARACTERITZACIÓ DEL MATERIAL DEL LLIT DEL RIU

2.1. DISTRIBUCIÓ GRANULOMÈTRICA

Una granulometria és la classificació de les partícules d'una mostra segons la seva mida. Per a fer aquesta classificació utilitzem l'eix b del còdol, és a dir, l'ample de la partícula. La classificació de la mida del material del llit d'un riu ens permet:

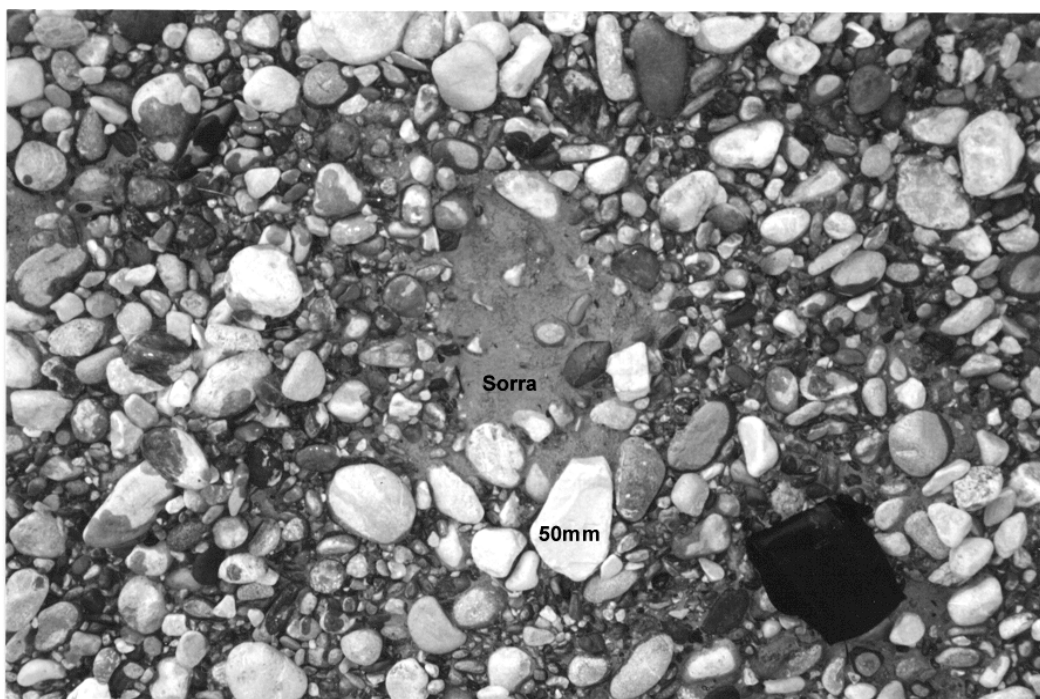
- Classificar-lo en funció de la seva mida en riu de graves, sorres o mixt (Foto 2)
- Caracteritzar un dipòsit fluvial, la seva forma, el seu volum, etc.
- Observar la variació del material del riu en un transecte i aigües avall
- Reconstruir paleo-ambients (juntament amb la morfometria de la conca)

A l'hora de realitzar un mostreig granulomètric cal saber què es vol caracteritzar: a) tot un riu, b) part d'aquest i/o c) determinades formes o microformes del seu llit. És necessari, doncs, adequar el tipus de

caracterització (posició i situació del material en el llit) i la tecnologia de mostreig (areal, contatge o volumètric) en relació al objectiu del treball, per exemple:

· Inici de moviment	⇒	<i>Superficial</i>
· Resistència al flux	⇒	<i>Superficial</i>
· Càrrega de fons	⇒	<i>Subsuperficial</i>
· Abrasió	⇒	<i>Superficial + subsuperficial</i>

Foto 2. Sediment fluvial mixt, compost de sorres i graves (Ribera Salada, Solsonès). Foto: autor



Els mètodes de mostreig més utilitzats es divideixen en dos grans grups: mostreig superficial i mostreig subsuperficial. Es descriuen sobre la base dels treballs de Church et al. (1987) i García (1998):

a) L'objectiu del mostreig superficial és caracteritzar les propietats de la cuirassa que son importants per a determinar la rugositat i estabilitat del llit

El mostreig consisteix en la caracterització del material de la superfície amb un gruix similar al del gruix de la partícula més gran exposada al flux. Els mètodes que s'utilitzen son el de la retícula, els transectes o mostreig lineal, el mostreig areal i la fotografia vertical. En concret, un dels mètodes més utilitzats per a realitzar granulometries superficials en un llit de graves és l'anomenat mètode de Wolman (1954). Aquest mètode es basa en la recollida de totes les partícules localitzades al llarg d'un transecte determinat del llit del riu (p.e. secció transversal). L'observador, a distàncies regulars (p.e. cada pas), recull una partícula, la

que toca la punta de la bota. Per evitar errors de subjectivitat es recomana no mirar la superfície del llit al fer cada pas. El número de partícules a recollir és com a mínim de 100. També és recomanable que una mateixa persona s'encarregui de realitzar la pressa i la mesura dels còdols. El número de seccions a mostrejar vindrà donat per l'objectiu final del treball. En aquest mètode es desestimen les partícules inferiors a 8 mm (l'ample del dit d'una persona). Aquesta consideració implica que aquest mètode és especialment correcte per a caracteritzar la fracció grollera del material fluvial.

En quan al mostreig areal és important assenyalar que la determinació de l'àrea a mostrejar ve donada per còdol més gran; l'àrea mínima es determina per $N \cdot D_b^2$, on D_b es defineix per l'eix b de la partícula més gran i N és el número de partícules demanat en el mètode de la retícula (100). Les tècniques més utilitzades son la cera, pintura, quitrà, nitrogen líquid, etc.

b) El mostreig subsuperficial consisteix en el buidat d'un volum de sediments, la seva gradació en mides i la seva distribució en pes. Es realitza després d'haver eliminat la capa superficial i es denomina mostreig volumètric. Church et al. (1987) proposen com a criteri més acceptable de mostreig que el còdol més gran en una mostra no superi el 0,1% del total de la mostra. L'exemple següent presenta la determinació del pes a mostrejar en un riu de graves:

exemple per una grava amb eix b de 64 mm i forma arrodonida:

$$p = V_e \cdot \rho_s$$

on p és el pes, V_e és el volum d'una esfera ($\frac{4}{3} \pi r^3$) i ρ_s és la densitat del sediment (2650 kg m^{-3})

$$p = \left\{ \frac{4}{3} \pi (0,032\text{m})^3 \right\} \cdot 2650 \text{ kg m}^{-3} = 0,310 \text{ kg}$$

$$V_{\text{mostra}} = 0,310 \text{ kg} \cdot 1000 = 310 \text{ kg}$$

2.2. MORFOMETRIA DE CÒDOLS

Els caràcters que defineixen la morfometria de còdols fan referència bé a la forma general del còdol bé al seu grau de desgast. En el primer cas s'ha de calcular l'índex d'aplanament i esfericitat i en el segon l'índex d'esmussament o arrodoniment. De cara a la determinació d'aquests índexs els elements a mesurar en un còdol son:

1. Eixos (a,b,c)

En un còdol s'anomena longitud (a) a la dimensió més gran mesurable sobre un còdol; en el cas d'un còdol de forma rectangular la longitud és la diagonal (figura 2). L'amplada (b) és la dimensió més gran mesurable perpendicularment a la longitud i a l'amplada. L'espessor (c) és la dimensió més gran mesurable perpendicularment a la longitud i a l'amplada. Es tracta doncs de tres segments ortogonals, és a dir que s'intersecten en angle recte, encara que no han de passar necessàriament pel mateix punt. Les longituds es mesuren amb un decímetre i un peu de rei (sobretot pel gruix), i s'anoten en la fitxa de camp.

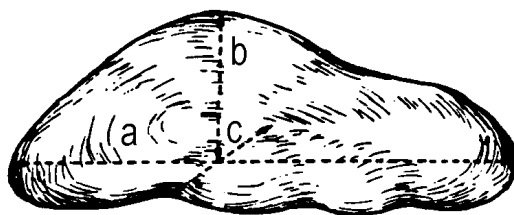


Figura 2. Eixos d'un còdol (dibuix: GRAM)

2. Radi de curvatura (r)

Es tracta del menor radi de curvatura del còdol, pres com la relació entre el radi de la cantonada més tancada i la longitud màxima del còdol. La mesura es pren sobre el pla de major llargada i major amplada sobre un model de cercles concèntrics. Aquest model consisteix en una sèrie de cercles concèntrics amb radis que disminueixen de 5 en 5 mil·límetres fins arribar a 30 mm i que augmenten de 2 en 2 mm fins arribar a un cercle mínim de 1 mm de radi. Sobre aquest model es situa el còdol fins a trobar el cercle que millor s'ajusta al contorn a mesurar. Un cop determinats aquests elements podem passar a calcular els següents índexs:

a. Aplanament i esfericitat

És la relació entre les dimensions dels tres eixos del còdol que consisteix en la suma de la longitud i l'amplada dividida pel doble de l'espessor (F). El valor mínim de 1 es dona per partícules quasi-dimensionalment equivalents, incrementant-se a mesura que les partícules prenen la forma de disc

$$F = (a+b) / 2c$$

La esfericitat és un índex de la forma de la partícula que depèn molt de la litologia. Està relacionat amb paràmetres qualitius de classes de formes (esferes, discs, barres i ovals). Té influència en el procés de transport de les partícules. Per exemple els còdols-disc de baixa esfericitat es troben sovint imbricats (foto

3) i son sovint difícils de posar en moviment per l'aigua, però un cop en moviment viatgen més que les altres formes per la baixa velocitat de deposició que presenten. L'esfericitat (Ψ) per una mateixa litologia augmenta aigües avall com a signe de rodament de les partícules per l'aigua. Els valors van de 0 a 1, tenint l'esfera el valor de 1. Es calcula com:

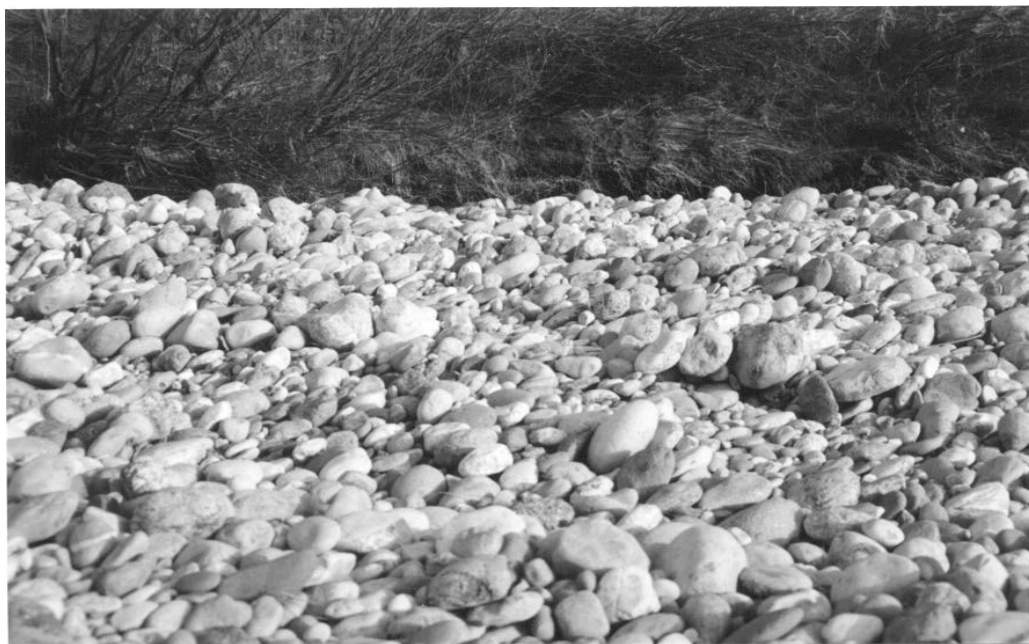
$$\Psi = \{(bc) / a^2\}^{1/3}$$

b. Esmussament o arrodoniment

L'arrodoniment d'una partícula és també un indicador de la seva forma en relació al procés de desgast. Varia amb la distància de transport, incrementant-se inicialment a mesura que les partícules perden massa per abrasió, fins a assolir un valor més o menys estable aigües avall. Aquest índex es mesura a partir del radi de curvatura i la longitud del còdol. L'índex d'esmusament (R_m) va de 0 a 1 (per evitar decimals en ocasions es multiplica per 1000). Una partícula molt 'esfèrica' pot tenir un arrodoniment baix (per exemple un cub).

$$R_m = 2r / a$$

Foto 3. Còdols imbricat en una barra baixa (Ribera Salada, conca del Segre) Foto:autor



3. ELABORACIÓ I INTERPRETACIÓ DE CORBES GRANULOMÈTRIQUES

L'anàlisi estadística dels resultats del garbellat de les mostres de càrrega de fons i material fluvial ens permet establir i caracteritzar la distribució granulomètrica de cadascuna d'elles. El primer pas consisteix a construir una taula de freqüències acumulades com la següent:

Classe (mm)	Pes (g)	%	Σ%
(<0,063)	2	1,1	1,1
(0,063-0,125)	5	2,7	3,8
(0,125-0,25)	4	2,2	6,0
(0,25-0,5)	10	5,5	11,5
(0,5-1)	84	46,1	57,6
(1-2)	24	13,1	70,7
(2-4)	16	8,9	79,6
(4-8)	12	6,7	86,3
(>8)	25	13,7	100,0

A partir d'aquesta taula i utilitzant el valor mig de cada classe com a punt referència, realitzarem el corresponent gràfic de freqüències acumulades (figura 21), que ens permetrà caracteritzar la mostra de sediment. El paràmetre estadístic més comunament utilitzat per a la caracterització granulomètrica del material d'una mostra és el percentil 50 o mida mitjana del material. Hi ha diverses escales per a classificar el sediment segons la seva mida, encara que difereixen poc entre elles. Una de les més utilitzades és la del National Research Council de 1947:

Classe (mm)	Classificació
(<0,063)	Llims i argiles
(0,063-0,125)	Sorra molt fina
(0,125-0,25)	Sorra fina
(0,25-0,5)	Sorra mitjana
(0,5-1)	Sorra grossa
(1-2)	Sorra molt grossa
(2-4)	Graves molt fines (grànuls)
(4-8)	Graves fines
(8-16)	Graves mitjanes
(16-32)	Graves grosses
(32-64)	Graves molt grosses
(64-128)	Còdols
(>128)	Blocs

Les mostres classificades per mides es representen gràficament (*abscisses* en divisió logarítmica amb els intervals de mides i *ordenades* amb els pesos acumulats d'aquestes mides) per a obtenir una sèrie de paràmetres estadístics que permetin la comparació entre mostres diverses.

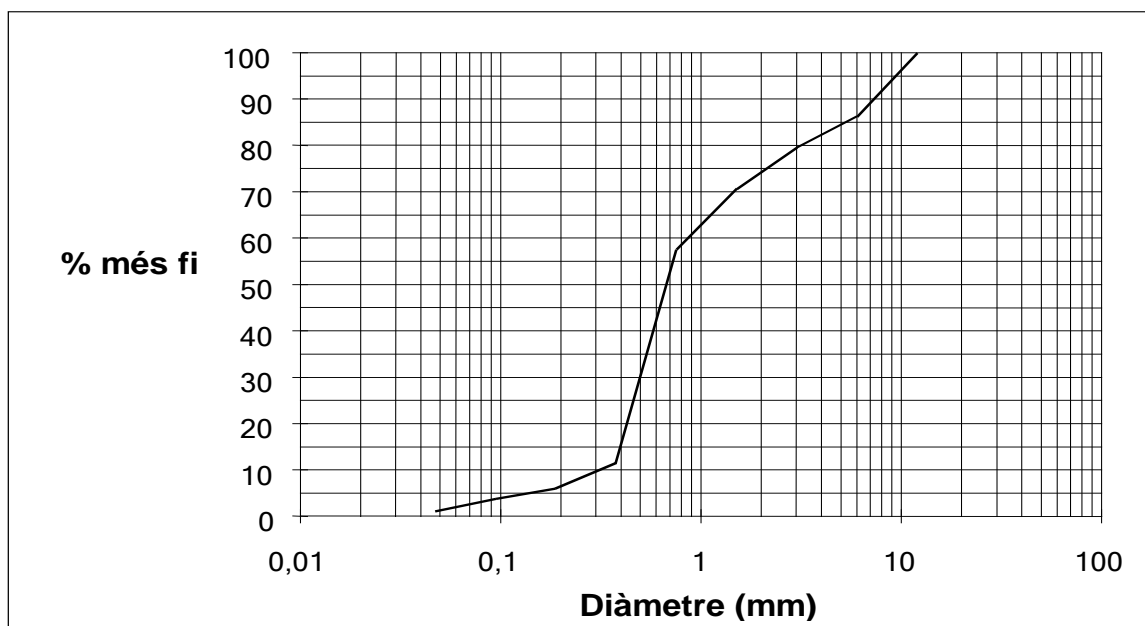


Figura 3. Corba granulomètrica d'una mostra de material al·luvial

La mitjana o D₅₀, percentil 50 de la mostra representa el valor central de la distribució en relació al qual el 50% de la mostra té una mida menor i el 50% major. El grau d'uniformitat de la mostra (classificació) representa la dispersió de les mides a cada costat de la mitjana: a) En una mostra ben classificada el rang de mides és molt petit i la corba presenta un gran pendent en un gràfic de freqüències acumulades (figura 4) i b) En una mostra mal classificada el rang de mides és molt ampli i la corba presenta poc pendent en un gràfic de freqüències acumulades (figura 4).

Un índex de dispersió de les mostres va ser proposat per Folk & Ward (1957), que comprèn valors entre el 5% y el 95% del global de la mostra; és el gràfic d'inclusió normalitzat expressat com

$$\sigma = \{(\phi_{84} - \phi_{16}) / 4\} + \{(\phi_{95} - \phi_5) / 6,6\}$$

on $\phi = -\log_2 D$, essent D un percentil determinat de la mostra en mil·límetres (en aquest cas 5, 16, 84 i 95), i σ indica el grau de dispersió de la mostra segons la taula següent:

Molt bona classificació	$\sigma < 0,35$
Bona classificació	$0,35 > \sigma < 0,70$
Moderada classificació	$0,70 > \sigma < 1$
Pobre classificació	$1 > \sigma < 2$
Molt pobre classificació	$\sigma > 2$ (mostra molt dispersa)

El signe menys en la relació entre la escala en unitats phi (ϕ) i la escala mètrica (en mm) va ser introduït perquè la fracció sorra tingués números positius. La base 2 del logaritme segueix l'escala de mides geomètriques de Wentworth (Church et al., 1987). Per al exemple proposat (figura 4) l'índex de dispersió segon Folk & Ward seria el següent:

· Per la corba (a), $D_{84} = 19$ mm, $D_{16} = 7$ mm, $D_{95} = 25$ mm i $D_5 = 5$ mm

i transformant mitjançant $\phi = -\log_2 D$

$$\sigma = \{(\phi_{84} - \phi_{16}) / 4\} + \{(\phi_{95} - \phi_5) / 6,6\}$$

$$\sigma = |0,71|$$

· Per la corba (b), $D_{84} = 70$ mm, $D_{16} = 0,5$ mm, $D_{95} = 220$ mm i $D_5 = 0,125$ mm

i transformant mitjançant $\phi = -\log_2 D$

$$\sigma = \{(\phi_{84} - \phi_{16}) / 4\} + \{(\phi_{95} - \phi_5) / 6,6\}$$

$$\sigma = |3,42|$$

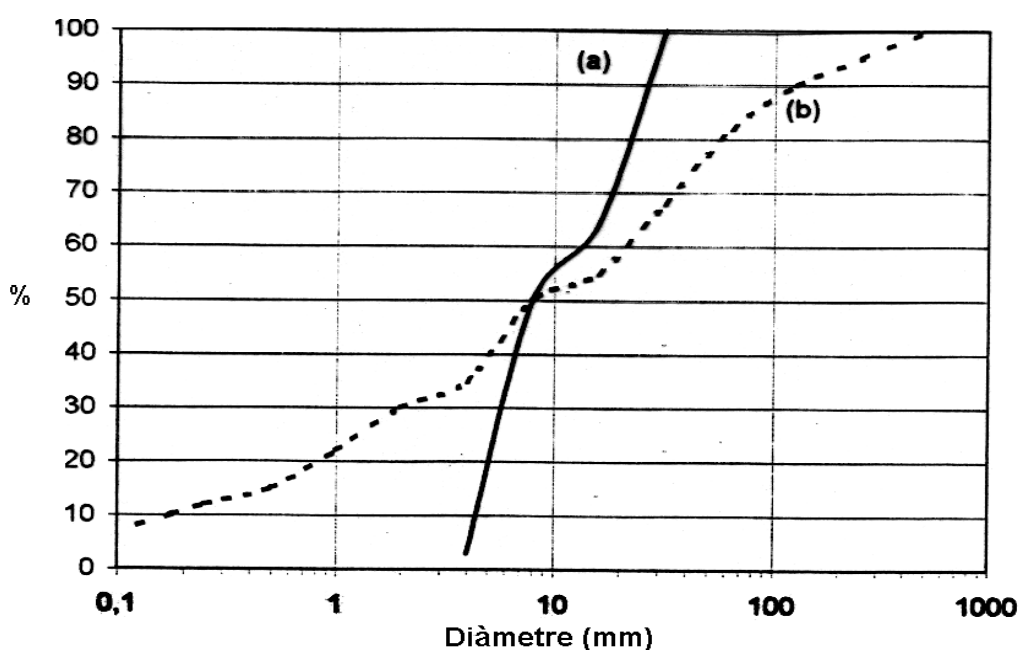


Figura 4. Corbes granulomètriques de sediment ben classificat (a) i poc classificat (b)

La classificació de les mostres a i b (X) en el gràfic d'inclusió normalitzat en comparació amb diverses tipologies de rius es presenta a la figura 5.

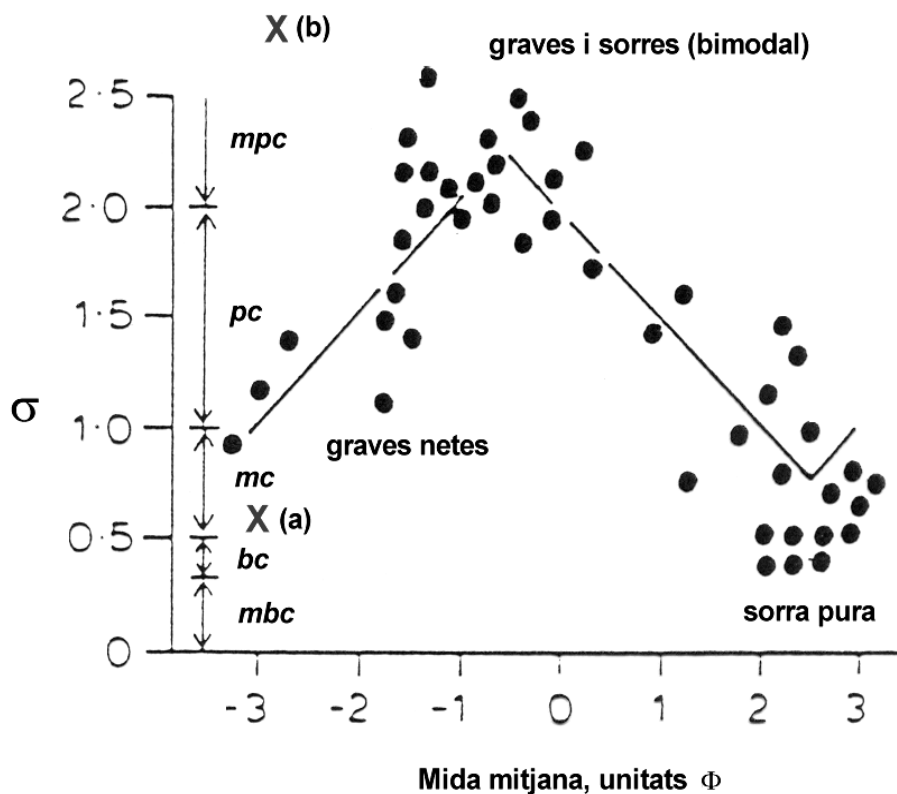


Figura 5. Gràfic d'inclusió normalitzat (índex de dispersió de mostres) segons

Folk & Ward (1957). A l'exemple, D_{50} és 8 mm $\rightarrow \phi = -\log_2(8) = -3$

BIBLIOGRAFIA

- CHURCH, M.A., MCLEAN, D.G. & WOLCOTT, J.F. (1987): River bed gravels: sampling and analysis. A: THORNE, C.R., BARTHURST, J.C. & HEY, R.D. (eds.): *Sediment transport in gravel-bed rivers*. John Wiley & Sons, 43-88
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology*, vol. 27, pp. 3- 26
- GARCÍA, C. (1998): Métodos para la caracterización granulométrica en ríos de gravas. *Acta Geológica Hispánica*, (en premsa)
- KELLERHALS, R. & BRAY, D.I. (1971): Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. J. Hydraulics Div.*, 97, 1165-1179
- SEGURA BELTRAN, F. (1987): La influencia del *armouring* sobre las características de los sedimentos de algunas ramblas del País Valenciano. *X Nacional de Geografía*, Zaragoza, Volumen de Comunicaciones 1, 81-92
- WOLMAN, M.G. (1954): A method of sampling coarse bed-material. *American Geophys. Union Trans.*, 35, 951-956

ANÀLISI DEL MOVIMENT DE MATERIAL GROLLER COM A CÀRREGA DE FONTS

Celso GARCÍA

Universitat de Barcelona

1. INTRODUCCIÓ

Durant més d'un segle s'ha estudiat el transport de fons en rius de tot el món. Aquest temps ha permès verificar un fet: la càrrega de fons és complexa i difícil d'avaluar en qualsevol riu natural. Per què? Molts són els factors que intervenen en la resposta. Per exemple: el flux d'aigua canvia relativament ràpid quan circula per un riu, i per tant la forma i la rugositat del canal varia amb les fluctuacions del nivell de l'aigua. Tots els rius tenen un flux turbulent, amb una complexa estructura tridimensional difícil de caracteritzar. Al llarg de la història, i principalment per part d'enginyers, l'estructura del flux de l'aigua s'ha modelitzat considerant el flux bidimensional o unidimensional, normalment a través de models en canals experimentals o a partir d'aparells molt delicats.

Si a l'aigua li afegim el sediment la complexitat augmenta. En el cas del transport de fons, i a partir de les mesures que s'han realitzat al llarg d'aquest segle, coneixem la seva variabilitat temporal i espacial que dificulta el seu càlcul. És evident que un riu natural té diferents nivells de complexitat. És clau en primer lloc, definir o decidir a quin nivell de complexitat es volen realitzar les observacions per obtenir respostes als problemes plantejats.

Aquesta comunicació té com a objectiu l'estudi de la càrrega de fons en rius de graves i concretament, en rius de muntanya. A través de l'estudi del material groller, l'inici del moviment i la dinàmica del transport de fons, es pretén donar una visió global de com afrontar un tema tan complex com és, l'estudi de la càrrega de fons en un riu de graves.

2. PARÀMETRES FÍSICS D'UN RIU DE GRAVES

Un riu de muntanya és aquell que presenta un pendent elevat i marges importants, sense gaire plana al·luvial, amb fortes irregularitats en la topografia del llit i en la turbulència del flux. Aquests rius poden classificar-se com a rius petits o mitjans. Una gran majoria tenen llits de graves, amb una mida mitjà característic del material superior a 2 mm. En molts casos, i degut a que el material de 2 mm pot ser transportat en suspensió, es consideren rius de graves aquells que tenen una mida mitjana entre 4 i 64 mm, rius de còdols amb una mida superior a 64 mm, i rius de grans blocs amb mides superiors a 256 mm.

En aquest tipus de riu l'escala del canal és comparable amb l'escala de partícules individuals. És a dir, la proporció entre la mida del sediment (D) i la fondària del flux, és més gran de 1 ($D/d > 1$). Com a primera conseqüència trobem que partícules individuals (còdols) són elements importants dintre del canal (rugositat).

Així doncs, un riu de graves presenta un rang de mides molt ampli (des d'argiles fins a grans blocs) difícil de caracteritzar granulomètricament (figura 1a i 1b). Però aquesta variació espacial en superfície no és la única que ens trobem, també hi ha una variació vertical degut a que els rius de graves, amb règim perenne, presenten una capa superficial (de la mida del D_{84} del llit) més grollera que el material que es troba per sota o subsuperficial (figura 1c). Aquesta capa s'anomena cuirassa i pot ser estàtica o dinàmica (Dietrich et al., 1989; Parker & Sutherland, 1990). És per tant necessari diferenciar les dues capes si volem caracteritzar correctament un llit de graves perenne.

La variació espacial en superfície es concreta en una sèrie d'agrupacions de partícules. Les partícules es distribueixen en formes fluvials, que en el cas del riu de graves són menys conegudes que en rius de sorres. Els tipus de formes fluvials que podem trobar en un llit de graves són:

- mesoformes: com les barres, el sistema de ràpids i sots (Whittaker & Jaeggi, 1982) i les ones de càrrega de fons (Whiting et al., 1988; Bennett & Bridge, 1995; figura 1f).
- microformes: com les agrupacions de còdols (Brayshaw, 1984; figura 1d), de còdols transversals al flux (Koster, 1978; figura 1e) o de *partxes* de graves (Lisle & Madej, 1992; Paola & Seal, 1995).

Totes aquestes formes, amb diferents mides i diferent distribució espacial, seran les principals fonts de sediment per la càrrega de fons, però cada forma tindrà una contribució diferent en cada moment de la crecuda.

3. L'INICI DEL MOVIMENT EN UN LLIT DE GRAVES

Els rius de graves estan caracteritzats per complexes i variables geometries i formes que afecta a la mobilitat de partícules individuals. L'estabilitat d'una partícula dependrà del seu propi pes submergit i de les forces de fregament i aixecament imposades pel flux d'aigua (figura 2). Els valors d'aquestes forces variaran en funció de les fluctuacions de la velocitat així com, les variacions en la forma, densitat i grau d'exposició al flux de les partícules. Shields (1936) va ser el primer investigador que va definir criteris sobre l'inici del moviment. El seu treball en un canal experimental amb material uniforme més petit de 3

mm de diàmetre i organitzat en un llit pla, li va permetre relacionar la tensió de tall crítica responsable del moviment (τ_c), amb el pes per unitat d'àrea de les partícules que formen la capa superficial, definint una funció adimensional per l'inici del moviment (θ):

$$\theta = \tau_c / (\rho_s - \rho)gD$$

on θ és el paràmetre de Shields, ρ_s la densitat del sediment, ρ la densitat de l'aigua, g l'acceleració de la gravetat i D el mida de la partícula.

El resultat es pot veure en la figura 3, on el paràmetre adimensional es representa en funció del número de Reynolds de la partícula (Re^*). El gràfic ha estat ampliat pels estudis de Miller et al. (1977) i Hammond et al. (1984), i encara que la variabilitat és important, els resultats indiquen que θ obté un valor constant (0,06) durant condicions hidràuliques rugoses, com és el cas dels rius de grava. Per tant, la tensió de tall crítica (τ_c) és directament proporcional a la mida de les partícules, i el pes és la força principal en contra del moviment.

Estudis recents (Buffington & Montgomery, 1997) assenyalen la dificultat de definir un valor de θ únic per condicions de flux turbulent, com és el cas dels rius de grava, i en molts casos dependrà de com s'ha mesurat l'inici del moviment. Alguns dels valors de la constant de Shields, suggerits pels estudis d'Andrews (1983), Carson & Griffiths (1987) i Church (1978), es troben a la següent taula:

Condicció del llit	θ
Grava lliures amb espais buits tapats per aigua	0,01 – 0,035
Material uniforme amb agrupacions	0,035 – 0,065
Material fi omplint els buits entre el material més groller	0,065 – 0,1
Material molt imbricat i compacte	> 0,1

Com es defineix l'inici del moviment? Com es mesura aquest llindar?

En un riu de grava natural el sediment del llit és estable, no es mou. L'aigua que circula com a cabal base no mou les partícules, pot arribar a produir ajustaments entre partícules, però no mou material. Es necessita una força que superi la resistència de les partícules per produir transport de fons.

Això es pot produir durant la fase inicial d'una crescuda. La pujada del nivell de l'aigua farà que en un moment determinat la tensió de tall, produïda pel flux, superi la resistència de les partícules del llit. Quan això passa algunes partícules es mouen, és l'inici del moviment de la crescuda en concret.

Un investigador és conscient del moviment de cert material del llit quan és al camp mesurant la càrrega de fons, bé utilitzant un mostrejador, o bé amb una trampa instal·lada al llit. Quan les partícules es mouen, i són registrades per algun d'aquests sistemes, s'ha de calcular la tensió de tall crítica que ha produït el transport d'una part del material del llit. La manera més senzilla és aplicant la següent equació:

$$\tau = \rho g R S$$

on τ és la tensió de tall en N m^{-2} , R el radi hidràulic i S el pendent de l'aigua.

El valor obtingut ens donarà una idea de la força que ha realitzat l'aigua per unitat de superfície. Però s'ha de tenir present que l'equació ha estat deduïda per un flux uniforme, i aquest no serà l'estat del flux que trobarem durant una crescuda.

Una manera més fiable de calcular la tensió de tall crítica és utilitzant mesures de velocitat. Si durant la crescuda realitzem un perfil de velocitat (figura 4a), la seva representació en una gràfica semi-logarítmica s'aproxima a una recta (figura 4b). La tensió de tall es pot calcular a partir de la velocitat de tall ($u^* = b/5,75$), on b és el pendent de l'equació de la recta. Així, la tensió de tall es calcula com:

$$\tau = \rho (u^*)^2$$

donant una mesura més correcta, però també, més difícil d'aconseguir.

4. EL TRANSPORT DE FONS

El transport de fons és el moviment del material del llit per rodament, lliscament o saltació. Aquest moviment es produeix en una regió molt estreta en contacte amb el fons del canal, i el sediment transportat com a càrrega de fons té un rang de mides semblant al del propi llit.

Hem vist que en rius de graves es comença a moure una petita part del llit. Una partícula individual, una vegada en moviment es pot aturar aigües avall degut a un canvi en la força del flux. És a dir, el material d'un riu de graves es mou de manera intermitent en un model de moviment-repòs (Andrews 1983). Si la tensió de tall augmenta considerablement, les partícules poden moure's de manera continua sense aturades, fins que les condicions hidràuliques que les mantenen en moviment disminueixin.

4.1. MESURA DEL TRANSPORT DE FONS EN UN RIU DE GRAVES

Una manera d'avaluar les taxes de transport és utilitzar un mostrejador de càrrega de fons, que permet la captura del material durant un temps concret (normalment minuts). Sense cap dubte, el més popular és el Helley-Smith (Helley & Smith, 1971). Té una obertura uniforme (7 x 7 cm o 17 x 15 cm) i ha estat calibrat per rius de sorra o grava fina (veure revisió de Hubbell, 1987), no obstant, presenta limitacions en rius de graves grolleres (> 32 mm). És per això que per aquestes mides s'han utilitzat mostrejadors amb una major obertura (com el VUV de 20 x 50 cm) (Carling, 1989), però presenten problemes d'eficiència en el mostreig, degut a una alteració local del flux o del transport de fons, ja que una col·locació incorrecta distorsiona el llit del riu.

Un dels mètodes alternatius, i que no presenta problemes d'interferència amb el flux o amb el llit del riu, són les trapes de sediment. Dos sistemes són el més utilitzats: les trapes de pressió en un coixí (Reid et al., 1980; Laronne et al., 1992; Garcia et al., 1996) i el sistema vòrtex (Milhous, 1973; Tacconi & Billi, 1992). El primer facilita una mesura contínua i automàtica, que ha permès fer un estudi detallat de la dinàmica del transport de fons durant les crescudes.

4.2. TAXES DE TRANSPORT DE FONS

En la figura 5a es pot observar les variacions en les taxes de transport de fons durant una crescuda en el riu Tordera. Les fluctuacions en les taxes és una característica inherent del transport de fons. Encara que, les taxes més elevades es registren durant els màxims nivells d'aigua, és a dir, quan es produeix un descens del nivell de l'aigua les oscil·lacions són molt elevades. Però aquest comportament varia entre crescudes. Si agafem una altra crescuda (figura 5b), els màxims es registren després dels pics de la crescuda i les oscil·lacions són més marcades.

Aquestes variacions són més clares si comparem les taxes de transport de fons per cinc crescudes, en funció de la tensió de tall que exercia el flux (figura 6). En un riu de graves perenne, com el cas del Tordera, les taxes de transport de fons no depenen, de manera directa, de la força del flux. Hi ha altres factors que condicionen el transport:

1. Les fluctuacions instantànies (segons-minuts) que es produeixen en les taxes de transport poden ser causa dels diferents processos d'inici del moviment i del model discontinu de transport de les partícules (moviment-repòs).

2. Les variacions periòdiques (des de minuts a hores) estarien relacionades amb el trencament de les formes del llit (Reid et al., 1985; Garcia et al., 1998) o de la cuirassa superficial (Gomez, 1983).
3. Les variacions a llarg termini són el resultat de la disponibilitat de sediment, entre crescudes o durant un temps concret en la història del riu (Carling & Hurley, 1987; Lisle & Madej, 1992; Roberts & Church, 1986).

És per tant molt important considerar la disponibilitat del sediment i la sedimentologia del llit del riu, com a factors claus per entendre el moviment del material groller com a càrrega de fons.

Si comparem tres rius d'ambients diferents (figura 7) podem explicar la importància de la disponibilitat de sediment en les taxes de transport. En la part inferior del gràfic trobem el riu Oak Creek (Oregon, Estats Units), perenne i amb una cuirassa superficial molt estable que regula i controla les taxes de transport. Si la cuirassa no es trenca no hi ha transport de fons, però una ruptura parcial pot permetre el transport, en taxes molt baixes, de les partícules més fines de la subsuperfície. Per sobre d'Oak Creek es col·loca el riu Tordera, de règim perenne però de muntanya. Presenta una cuirassa superficial més dinàmica amb formes més mòbils en superfície: els partxes. Les taxes de transport de fons depenen, en gran part, d'aquestes formes fluvials. Quan s'esgoten és la cuirassa superficial qui domina les taxes de transport, en el cas del Tordera sempre més elevades que a Oak Creek. Molt per sobre del riu Tordera es troba el riu Nahal Yatir (Israel), amb règim efímer. No presenta cuirassa en superfície degut a la quantitat de material disponible en el llit i en els vessants propers sense vegetació. Quan l'aigua circula en superfície mou immediatament el sediment registrant taxes molt elevades (Reid & Laronne, 1995). Aquest gràfic reflexa la diferència entre rius amb una limitació en la disponibilitat del sediment i un riu amb disponibilitat il·limitada (Nahal Yatir).

4.3. LA TEXTURA DE LA CÀRREGA DE FONS

El material transportat com a càrrega de fons hauria de ser semblant al material que trobem al llit, però no sempre ho és. Una de les causes del transport parcial, o del moviment de determinades àrees del llit, és que els materials grollers (blocs i grans blocs) romanen immòbils durant les crescudes. Tan sols en crescudes excepcionals, anomenades catastròfiques, aquest material groller es pot moure a vegades uns metres. Aquesta és una de les causes de la disminució de la mida del sediment aigües avall i de per què trobem poques mides de blocs i de grans blocs en el curs mitjà i final d'un riu.

La diferència entre la superfície, la subsuperfície i la textura de la càrrega de fons per 5 crescudes es pot observar en la figura 8. Cap de les 5 crescudes presenta una mida de material semblant al de la

superfície. Solament la crescuda del 16/12/95 presenta una distribució de mides similar a la distribució de la subsuperfície, encara que lluny de les mides de la cuirassa superficial. És així com la textura de la càrrega de fons, a partir de dades provinents de mostrejadors o trampes, permet conèixer quins són les mides més mòbils i que més contribueixen al transport de fons durant una crescuda.

5. UTILITAT DELS ESTUDIS DE TRANSPORT DE FONS

En una societat com la nostra, que cada dia ens demana una aplicabilitat social a qualsevol treball finançat, conèixer la dinàmica de la càrrega de fons també és important. Per què? Doncs per la seva aplicabilitat a problemes socio-econòmics:

1. Les medicions de transport de fons realitzades en rius naturals han permès verificar l'elevat grau d'error en l'aplicació d'un model teòric de càlcul del transport de fons a un riu de graves (Carson & Griffiths, 1987; Garcia & Sala, 1998). Aquests càlculs teòrics s'utilitzen per estimar la vida mitjana d'un embassament, d'una central hidroelèctrica, l'aportació de sediments a un delta, etc. El grau d'error pot ser elevat, així com els diners públics que s'inverteixen en les obres.
2. La càrrega de fons és l'eina més erosiva de que disposa un riu. Les oscil·lacions en el nivell del llit i les variacions durant una crescuda afecten a qualsevol obra civil (peus de pont, carreteres).
3. La restauració de rius i torrents passa per un elevat grau de coneixement d'aquests, per tal de donar-los les formes fluvials que permetin la restauració més "natural" possible. La distribució dels ràpids i sots és clau per un desenvolupament de l'hàbitat piscícola (distribució correcta de fondàries i velocitats del flux).
4. La construcció d'embassaments o petites basses ha trencat la normalitat de les crescudes dels rius. Aigües avall dels embassament es formen cuirasses molt estables, i la manca de crescudes afavoreix la decantació de llims i argiles, fet que obstaculitza el desenvolupament d'un hàbitat aquàtic. És necessari produir crescudes artificials des dels embassaments que permetin una neteja periòdica del llit. Conèixer la tensió de tall necessària per moure aquestes partícules és de gran ajuda a l'hora de dissenyar la crescuda i estalviar aigua.

Aquestes són algunes de les aplicacions o "rendiments socials" que es pot treure de l'estudi del transport de fons. N'hi ha altres, personalment més atractius, com per exemple els científics, i és que hi ha milers de preguntes a respondre sobre el transport de fons en rius.

AGRAÏMENTS

Molts del temes que s'han tractat durant aquesta revisió han sortit de hores de treball de camp i de llargues discussions al llarg dels últims 5 anys. Vull agrair a totes aquelles persones que ho han fet possible: Maria Sala, John Laronne, Ramon Batalla, Juan Pedro Martín Vide, Ian Reid, Tom Lisle, Mark Powell i Albert Rovira. Els possibles errors són culpa exclusiva de l'autor i el lector està avisat.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREWS, E.D. (1983): Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Bulletin of the Geological Society of America*, 94, 1125-1231
- BENNETT, S.J. & BRIDGE, J.S. (1995): The geometry and dynamics of low-relief bedforms in heterogeneous sediment in a laboratory channel, and their relationship to water flow and sediment transport. *Journal of Sedimentary Research*, 65A, 29-39.
- BRAYSHAW, A.C. (1984): Characteristics and origin of cluster bedforms in coarse grained alluvial channels. En: Koster, E.H. & Steele, R.J. (eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 10, Calgary, 77-85.
- BUFFINGTON, J.M. & MONTGOMERY, D.R. (1997): A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies with special reference to gravel-bed rivers. *Water Resources Research*, 33, 1993-2029.
- CARLING, P.A. (1989): Bedload transport in two gravel-bedded streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 27-39.
- CARLING, P.A. & HURLEY, M.A. (1987): A time-varying stochastic model of the frequency and magnitude of bedload transport events in two small trout streams. En: Thorne, C. R., Bathurst, J.C., & Hey, R.D., (eds.) *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. Wiley, Chichester, 897-920.
- CARSON, M.A. & GRIFFITHS G.A. (1987): Bedload transport in gravel channels. *Journal of Hydrology (New Zealand)*, 26, 1-151.
- CHURCH, M. (1978): Paleohydrological reconstructions from a Holocene valley fill. En: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary, 743-772.
- DIETRICH, W.E., KIRCHNER, J.W., IKEDA, H. & ISEYA, F. (1989): Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature*, 340, 215-217.
- GARCIA, C. (1997): *Transporte de fondo en un río de gravas y su relación con la dinámica del lecho fluvial*. Tesi doctoral inèdita. Universitat de Barcelona.
- GARCIA, C. & SALA, M. (1998): Aplicación de fórmulas de transporte de fondo a un río de gravas: Comparación con las tasas reales de transporte obtenidas en el río Tordera. *Ingeniería del Agua*, 5 (1), 59-72.

- GARCIA, C., SALA, M. & ROVIRA, A. (1996): Medición continua del transporte de fondo en un río de gravas: La Tordera. *Cadernos*, 21, 213-222.
- GARCIA, C., LARONNE, J.B. & SALA, M. (en premsa): Variable source area of bedload in gravel bed streams. *Journal of Sedimentary Research*
- GOMEZ, B. (1983): Temporal variations in bedload transport rates: the effect of progressive bed armouring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 41-54.
- HAMMOND, F.D.C., HEATHERSHAW, A.D. & LANGHORNE, D.N. (1984): A comparison between Shields' threshold criterion and the movement of loosely packed gravel in a tidal channel. *Sedimentology*, 31, 51-62.
- HELLEY, E.J. & SMITH, W. (1971): Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler. *United States Geological Survey Open-File Report*.
- HUBBELL, D.W. (1987): Bedload sampling and analysis. En: Thorne, C. R., Bathurst, J.C., & Hey, R.D., (eds.) *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. Wiley, Chichester, 89-120.
- KOSTER, E.H. (1978): Transverse ribs: their characteristics, origin and paleohydraulic significance. En: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial sedimentology*. Canadian Soc. Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary, 161-186.
- LARONNE, J.B., REID, I., YITSHAK, Y. & FROSTICK, L.E. (1992): Recording bedload discharge in a semiarid channel, Nahal Yatir, Israel. En: J. Bogen, D.E. Walling & T.J. Day (eds.) *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*, IAHS Publications, 210, 79-86.
- LISLE, T.E. & MADEJ, M.A. (1992): Spatial variation in armouring in a channel with high sediment supply. En: Billi, P., Hey, R. D., Thorne, C. R. and Tacconi, P. (eds.) *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*. Wiley, Chichester, 277-291.
- MILHOUS, R.T. (1973): *Sediment transport in a gravel-bottomed stream*. Tesi doctoral inèdita, Oregon State University, Corvallis, USA.
- MILLER, M.C., MCCAVE, I.N. & KOMAR, P.D. (1977): Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507-527.
- PAOLA, C. & SEAL, R. (1995): Grain size patchiness as a cause of selective deposition and downstream fining. *Water Resources Research* 31(5), 1395-1408.
- PARKER, G. & SUTHERLAND, A.J. (1990): Fluvial armour. *Journal of Hydraulic Research*, 28, 529-544.
- REID, I. & LARONNE, J.B. (1995): Bed load sediment transport in an ephemeral stream and a comparison with seasonal and perennial counterparts. *Water Resources Research*, 31(3), 773-781.
- REID, I., LAYMAN, J.T. & FROSTICK, L.E. (1980): The continuous measurement of bedload discharge. *Journal of Hydraulic Research*, 18, 243-249.
- REID, I., FROSTICK, L.E. & LAYMAN, J. T. (1985): The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse-grained alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 33-44.
- ROBERTS, R.G. & CHURCH, M. (1986): The sediment budget of severely disturbed watersheds, Queen Charlotte Ranges, British Columbia. *Canadian Journal of Forest Research*, 16, 1092-1096.

- SHIELDS, A. (1936): Anwendung der ähnlichkeitsmechanik und der turbulenzforschung auf die geschiebebewegung. *Mitteilung der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, Heft 26, Berlin.
- TACCONI, P. & BILLI, P. (1987): Bed load transport measurements by the Vortex-tube trap on Virginio Creek, Italy. *En: Thorne, C. R., Bathurst, J. C., and Hey, R. D., (eds.) Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. Wiley, Chichester, 583-606.
- WHITING, P.J., DIETRICH, W.E., LEOPOLD, L.B., DRAKE, T.G. & SHREVE, R.L. (1988): Bedload sheets in heterogeneous sediments. *Geology*, 16, 105-108.
- WHITTAKER, J.G. & JAEGGI, M.N.R. (1982): Origin of step-pool systems in mountain streams. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division*, 108, 758-773.

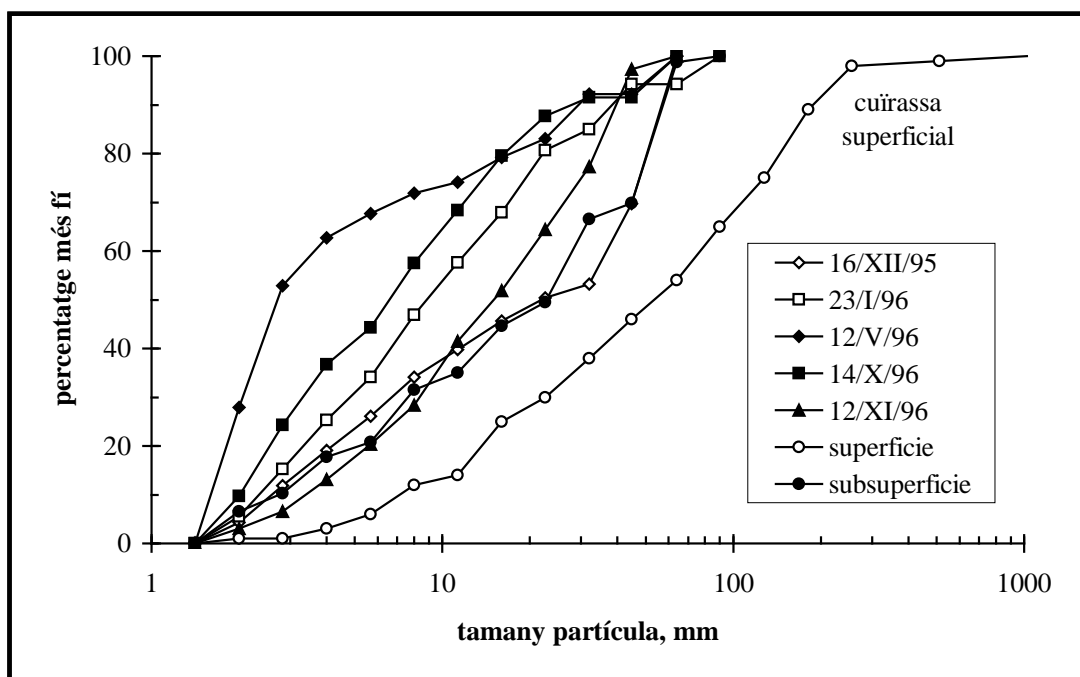


Figura 8. Textura de la càrrega de fons per 5 crescudes al riu Tordera. Les distribucions granulomètriques es comparen amb la corba superficial (cuiressa) i la subsuperficial.

DESCRIPCIÓ DE LA DINÀMICA DEL SEDIMENT FI EN SUSPENSÍO

J. Carles BALASCH

Subdelegació del Govern a Lleida

1. MESURA DE LA CÀRREGA EN SUSPENSÍO

Aquest és el mecanisme de transport més important en la majoria dels rius i torrents, i afecta a la fracció granulomètrica inferior al 0,05 mm. Alguns autors estimen que la relació global entre sediment en suspensió i soluts aportats pels rius als oceans és de 3,5 a 1. En el cas del transport de fons, es considera que en els rius nomès viatja com a càrrega tractiva entre un 5-10 % de la càrrega total (Dietrich i Dunne, 1978), encara que puntualment es superin aquests valors en rius de sorres i graves (Batalla, 1993).

Per mesurar la càrrega de partícules que viatja en el si de l'aigua (en alguns casos es parla de cabal sòlid) necessitem conèixer dues variables el cabal (en l/s) i la concentració de sediments en suspensió (expressada generalment en g/l o mg/l). El mostreig en la secció fluvial triada ha de reunir criteris de representativitat de cara a integrar la variabilitat espacial. Depenent de la secció fluvial, es pot mostrejar en un sol punt del corrent o reunir una mostra integrada a diferents profunditats. Parlem en el primer cas de mostrejadors d'integració puntual (exemple: US P-50, US P-61-A1, etc.) i en el segon, de mostrejadors d'integració en profunditat (exemple: US DH-48, US DH-59, US D-49, etc). Tots ells són una mena de petites torpedes submergibles que a través d'un petit tub permeten l'entrada de l'aigua i els sediments fins una ampolla.

Per fugir de la manca de continuïtat del mostreig manual i poder disposar de mostres en qualsevol circumstància, s'han desenvolupat mostrejadors automàtics (tipus ISCO) que poden anar comandats per un ordinador. La concentració es determina a partir del filtratge de les mostres i posterior pesada del residu de sediments fins, un cop s'han secat aquests.

De totes formes cada dia és més estès l'ús de turbidímetres òptics (o nefelòmetres) de lectura continua per determinar la variable concentració. N'hi ha de dos tipus: uns es basen en l'absorció de certes longituds d'ona per part de les partícules i els altres en la capacitat de reflexar-la (*optical backscatterance*). L'aplicació dels turbidímetres (que procedeixen del camp industrial) en la determinació de la concentració del sediment en suspensió, es remonta a uns 40 anys. Més modernament, i per solucionar el problema de l'estret rang de mesura dels turbidímetres òptics (tenen un sostre en la resol·lució d'uns 10 g/l) s'utilitzen els sensors basats en ultrasons que permeten mesurar hiperconcentracions (de l'ordre d'uns 200 g/l).

El transport de partícules en suspensió presenta tres característiques posades de relleu en un bon nombre de treballs:

1.- En primer lloc, i pot ser l'aspecte més relevant, és la forta discontinuïtat espacial i temporal del procés que està lligada a una doble condició: la força del corrent i la disponibilitat de sediments fins. Es per això que el mostreig i la cadència de les lectures dels sensors ha de ser programada en funció del previsible resposta hidrològica de la conca.

2.- Per un mateix cabal es poden presentar concentracions de sediment en suspensió que poden diferir en més de tres ordres de magnitud. Aquesta discrepància és més àmplia, lògicament, com major sigui la concentració màxima assolida en un curs fluvial. La gran dispersió de valors per un mateix cabal suposa una manca de linearitat important que fa trontollar la idea de utilitzar la regressió entre cabal i concentració com una equació predictiva general.

3.- En molt casos, la concentració de sediments en suspensió experimenta una tendència o comportament general durant la crescuda que consisteix en un desfasament entre el màxim d'energia del transport (cabal màxim) i el màxim de sediment transportat. Es diu que presenta un efecte d'histèresi horària (el qual serà comentat àmpliament més endavant) molt comú, que ha estat posat de manifest reiteradament en la literatura ja des dels primers estudis.

2. MODELITZACIÓ DEL TRANSPORT DE SEDIMENTS EN SUSPENSÍO

En els apartats següents es revisen els models més comentats en la literatura hidrogeomorfològica d'acord amb la seva evolució històrica i l'estructura en subsistemeses. Paral·lelament, aquesta evolució també representa canvis en la participació de les components estocàstica i/o determinística, en el grau de sofisticació i, naturalment, en la capacitat predictiva dels mateixos.

2.1 MODELS GLOBALS I DE FORTA COMPONENT ESTOCÀSTICA

Els models més simples i, històricament, els primers en ser formulats, són aquells en que les variables utilitzades per explicar el transport de sediments en suspensió eren un promedi de la seva distribució en la conca, considerant així que aquestes variables tenen una dinàmica uniforme i global (*lumped sediment yield models*). Es tracta en general de les regressions lineals.

Tal vegada els models globals als que s'han fet més referències bibliogràfiques, són les ja clàssiques relacions cabal instantani-concentració (*sediment rating curves*), en les quals l'exportació de sediments es considera funció, únicament, de la resposta hidrològica en forma de cabal.

$$C = a \cdot Q^b$$

on C és la concentració de sediments en suspensió (en g/l), Q és el cabal instantani (l/s), i a i b són coeficients d'ajust de la regressió. Prenent logaritmes, s'obté la regressió lineal doble logarítmica : $\log C = a + b \log Q$, calibrada a partir dels registres disponibles. El coeficient b varia generalment entre 1 i 2, i els valors més alts es donen en conques de petita mida.

Ja en els primers treballs dels investigadors americans (Colby, 1956; Guy, 1964) es va posar de manifest la dispersió que mostren les parelles de valors cabal-concentració quan es presenten sobre un gràfic doble logarítmic. Els baixos coeficients de regressió entre les dues variables suggereixen l'escassa linearitat i, en conseqüència, ens avancen que les estimacions de sediment exportat obtingudes a partir d'aquestes relacions poden contenir errors que, freqüentment, arriben al 100 %. Es produeixen diversos fets que ajuden a explicar aquesta dispersió de les mesures:

- Si es consideren únicament les mostres procedents dels episodis individuals de crescuda, podem apreciar com generalment descriuen un recorregut en forma de llaç (conegut com efecte d'histèresi horària o antihorària), en el que el camí d'anada és diferent del de tornada. Pot succeir que durant el tram en que s'incrementa el cabal, les concentracions de sediment en suspensió siguin més altes que durant la decrescuda. Això suposarà que el màxim de la concentració de sediments en suspensió és produirà abans que la punta dels cabals. Aquest és el cas de l'histèresi horària. Si el que succeeix és a l'inrevès, i dit d'una altra forma, quan el màxim de la concentració de sediments en suspensió es posterior al pic de cabals, el llaç dibuixa un recorregut en sentit contrari a les agulles del rellotge i parlem d'histèresi antihorària. Els comportaments histerètics poden correspondre, principalment, a dues causes:

- a) per una banda, podem experimentar un empobriment o esgotament de lesexistències del sediment disponible al llarg de la crescuda; es l'anomenat efecte d'esgotament sedimentari (*exhaustion o depletion effect*) descrit per Finlayson (1978). Aquesta causa origina un llaç d'histèresi horària (en el sentit de les agulles del rellotge).

- b) per altra, la situació de les fonts de sediment respecte a la sortida de la conca i la distribució de la precipitació poden produir efectes similars. Si les fonts són pròximes a la sortida, com és el cas del sediment que procedeix del propi llit principal, el temps d'arribada del sediment serà més curt que el temps d'arribada del pic del cabal i això crearà un adelantament del primer al segon i, per tant, un efecte d'histèresi horària. Pel

contrari, si les fonts es troben molt allunyades, per exemple en la zona de capçalera, i la precipitació té una distribució irregular, més elevada en les parts inferiors de la conca, arribarà primer el pic de cabal i es produirà un efecte d'histèresi antihorària.

Rieger i altres (1988) i Williams (1989) descriuen, a més dels llaços histerètics simples ara comentats, altres nous tipus de comportament durant les crescudes, i analitzen les raons que poden conduir a cadascun d'ells. No obstant, aquestes noves classes han estat molt menys observades respecte de les anteriors.

- En el cas d'analitzar les mostres de concentració de varies crescudes consecutives del mateix ordre de cabals, es troba, a més de l'efecte d'histèresi corresponent a cada crescuda individual, una progressiva disminució de la càrrega total exportada en els successius events.

- Si es consideren les mostres de tots els episodis registrats de forma conjunta, la gran dispersió observada inicialment es redueix significativament en separar les mostres corresponents a les tormentes de tardor i hivern, de les mostres procedents dels episodis de la primavera i estiu. El resultat són dos grups més ben definits, en els que ha millorat la linearitat interna. Aquest contrast estacional tan marcat seria degut a l'increment del cabal de base que es produeix durant les tormentes de tardor i hivern, donat que es el moment de recàrrega hídrica dels aquífers i les àrees contributives estan més esteses. Aquest increment del cabal de base crearia un efecte de dilució (*dilution effect*) i una disminució de la concentració del sediment particulat. També la producció de sediments presenta una marcada estacionalitat i, en alguns casos, l'època de major generació de sediment disponible coincideix amb el final de l'hivern.

Per tal de millorar l'equació cabal-concentració, s'ha introduït com a nova variable independent el temps transcorregut entre dos crescudes consecutives (Walling i Webb, 1982), o la intensitat de la pluja i temps de retorn d'el succés plujós.

En una interpretació de tipus conceptual, Collins (1981) presenta un model general sobre la base del gràfic cabals-concentracions en que la concentració depen dels processos erosius que prevaleixen en cada moment. Així, per un cabal determinat, la concentració màxima està relacionada amb el sediment procedent de l'erosió en xaragalls i les concentracions més baixes corresponen a remobilitzacions dels sediments acumulats en el fons del llit. Aquest model sembla limitat a conques amb poca superfície degradada (prové de Sussex, Anglaterra) i no té en compte que la disponibilitat de sediment en els xaragalls i la xarxa és un factor estacional de forta variació.

S'han fet alguns intents per interpretar la nombrosa variabilitat de resposta que ha estat observada en les relacions cabal-concentració. Es va optar, per exemple, per separar les relacions d'acord amb les estacions meteorològiques o també per trams de crescuda i decrescuda de l'hidrograma. Però pot ser la modificació

més aconseguida es la que es basa en les tècniques de separació de l'hidrograma per tal de restar el cabal de base, i deixar neta la concentració de sediments en suspensió transportats pel cabal de crescuda (Walling i Webb, 1982; Carling, 1983). No obstant, tot i la millora aparent, aquestes variacions no expliquen, ni de bon tros la major part dels casos registrats.

S'han proposat diversos models en els que la regressió és entre la càrrega i diferents variables climàtiques, físiques i hidrològiques de la conca. Entre ells es troba el sedigrama unitari relacionat al concepte d'hidrograma unitari (Singh i altres, 1988). El principal inconvenient d'aquest tipus de models és que requereixen gran quantitat de dades per determinar els paràmetres del model, i la seva escassa aplicabilitat quan es canvia de conca.

Altres tipus de models de forta component estocàstica (*stochastic models*) són els que impliquen sèries temporals, els basats en l'entropia dels processos i els models de probabilitat. En els models de sèries temporals com el de Sharma i altres (1979) o el de Caroni i altres (1984), la resposta sedimentària de la conca es representa per funcions de transferència del tipus Box-Jenkins, en les que la concentració depen dels seus valors passats, així com també dels valors presents i passats del cabal. Els models d'entropia (Singh i Krstanovic, 1987) es basen en el principi de l'entropia màxima (POME) que condiciona la component estocàstica. En els models de probabilitat (VanSickle, 1982; Thomas, 1985), es tracta l'exportació de sediments com un procés estocàstic. El comportament d'aquesta es descriu mitjançant una funció de densitat de la probabilitat.

Tota l'exposició feta en revisar les relacions cabal-concentració de sediments en suspensió, condueix a pensar que la càrrega en suspensió és essencialment una càrrega no capacitativa, és a dir, que no té una dependència única de la capacitat o competència de transport de l'aigua, sinó que forçosament han d'intervenir algunes variables relacionades amb la quantitat de sediment disponible a l'interior de la conca i amb l'energia per posar-lo en moviment.

2.2 MODELS D'EXPORTACIÓ SEMIDISTRIBUÏTS

VanSickle i Beschta (1983) desenvolupen un model de transport de sediments basat en la importància que el paràmetre contribució de sediments (*sediment supply*) representa per la dinàmica de la concentració. Inicialment la quantitat de sediment disponible emmagatzemat per sobre d'una estació de mostreig queda globalitzada per la variable $S(t)$. Durant una crescuda, la concentració de sediments en suspensió (C) es determina mitjançant una relació cabal-concentració clàssica a la que s'afegeix un terme per explicar la disminució dels sediments disponibles. L'expressió resultant té la forma:

$$C(t) = a Q^b \cdot g [S(t)]$$

La funció $g(S)$ explica la disminució del sediment disponible com si tot ell es trobés situat en un compartiment únic, i és de tipus exponencial. Ve expressada com:

$$g(S) = p \cdot \exp [r (S/S_0)]$$

on S_0 és el sediment total disponible. Les variacions temporals del magatzem de sediment són: $dS(t)/dt = -Q(t) \cdot C(t)$. Així el model complet queda formulat de la següent manera:

$$C(t) = a Q(t)^b \cdot p \cdot \exp [r (S(t)/S_0)]$$

on a , b , p i r són coeficients obtinguts empíricament.

Una característica irreal del model basat en el sediment preparat o disponible és la globalització de tot el material acumulat en una sola variable $S(t)$. Per aquest motiu, els mateixos autors van assajar amb un model on el sediment total disponible es troba distribuït entre diferents compartiments o estocs sedimentaris (*semidistributed sediment yield models*), situats a diferent cota respecte el nivell de l'aigua, tal com succeeix a la natura. D'aquesta forma, la magnitud del cabal determina quins compartiments poden ser remobilitzats durant una crescuda en funció de les alçades que assoleix l'aigua. Durant l'ascens, l'aigua accedeix progressivament a nous compartiments de sediment i la concentració s'incrementa més fàcilment que en el model d'un sol compartiment. En el tram de decrescuda succeeix el contrari i, paulatinament, els indrets amb sediment disponible són més escassos a mesura que minva el cabal.

Si a aquest model s'hi uneixen les equacions de geometria hidràulica que transformen els cabals en alçades, la seva aplicació es pot estendre a l'avaluació del transport potencial que produirien certs règims hídrics sobre els estocs sedimentaris d'una conca, mesurats per nivells d'accessibilitat de l'aigua. Aquesta possibilitat permet contrastar algunes hipòtesis lligades a les exportacions de sediment per esdeveniments de gran magnitud i baixa freqüència (Beschta, 1987).

Hi ha una mancança important en el model de VanSickle i Beschta pel que fa al sediment que pugui procedir directament d'altres fonts que no estiguin relacionades amb el llit fluvial, com per exemple les àrees de xaragalls, els moviments de massa, etc. No obstant, la seva aplicació en els cursos inferiors de grans conques, on és el llit el principal proveïdor del material transportat, sembla, al menys des del punt de vista conceptual, coherent.

El model de conca dinàmica proposat per Moore (1984) és un esquema, també, de resposta global però més complex que els anteriors i que, com ells, fonamenta el transport en la doble condició: capacitat del fluxe i disponibilitat de sediments. La predicció s'aconsegueix mitjançant tres funcions que proven de simular els processos físics responsables de la dinàmica d'exportació, sempre que es depassin uns valors crítics o llindars de funcionament.

La funció disponibilitat de sediment és la que descriu com s'incrementa el material preparat per ser emportat per les crescudes, mentre aquestes no es produeixen. Prèviament, Walling i Webb (1982) havien assenyalat aquesta dependència temporal. L'equació que descriu aquest comportament és del tipus exponencial decreixent, és a dir, la taxa d'acumulació de material preparat es fa progressivament més petita. La funció es capaç de reproduir l'efecte d'esgotament del sediment disponible.

La funció anomenada remoció o incorporació del sediment preparat és la següent en intervenir. S'ocupa de determinar la taxa de sediment posat en transport a partir de la disponibilitat existent en un determinat moment i de l'energia erosiva de la tempesta, reflexada en el que Moore (1984) anomena escolament directe (*direct runoff*). Aquest últim depen d'una funció d'emmagatzemament de la conca. Les taxes de sediment mobilitzat depenen de l'intensitat de la pluja i de l'àrea que proporciona escolament directe. Es aquí on es fa referència implícita al concepte d'àrea variable de contribució.

La tercera funció, i definitiva, és la funció de trasllat dels materials mobilitzats. Explica el moviment del sediment per transport en suspensió fins a la sortida de la conca a través dels mecanismes de convecció i difusió. Està representada per una funció de densitat de probabilitat de tipus gaussià invers que soluciona les equacions de convecció-difusió.

En el model de la conca dinàmica es considera que la taxa de producció de sediments no es constant i uniforme, sinó que varia de forma exponencial amb el temps. Pel que es dedueix de les observacions geomorfològiques, aquesta variació sembla més afectada per l'estacionalitat dels processos erosius que pel temps transcorregut entre dos episodis tormentosos, com proposa el model. La generació de nou sediment té lloc en una època molt concreta de l'any, que depèn del clima regional de la conca estudiada. A l'igual que el model de VanSickle i Beschta, el model de la conca dinàmica relega el paper de font única de sediment al llit fluvial, sense tenir en compte les contribucions de sediments generats en àrees de capçalera i que són exportats sense discontinuïtat de transport.

Una avantatge d'aquest model es que s'elimina la necessitat de calibrar-lo sempre que existeixi un efecte de llindar per al procés de l'exportació, es a dir, sempre que hi hagi un mínim de condicions per a que s'iniciï.

2.3 MODELS DISTRIBUÏTS I MODELITZACIÓ DE BASE FÍSICA

A l'igual que en els models de predicció del sediment preparat i mobilitzat, l'evolució dels models d'exportació va íntimament relacionada amb el desenvolupament i la sofisticació dels models hidrològics, en els quals es fonamenta la dinàmica del transport.

Avui en dia es requereixen models que puguin simular les conseqüències hidrològiques i sedimentàries que tindria un canvi ambiental sobre una conca, abans de que aquest es produeixi. Aquest repte va més enllà dels tradicionals models hidrològics conceptuals o els de caixa negra, els quals es basen per calibrar-los, essencialment, en regressions entre dades de pluja i cabal existents, com venim de veure. En alguns dels seus paràmetres hi manca una base física i no poden ser determinats amb anterioritat. De forma similar, les dades existents no serviran per tornar a calibrar el model en cas de que canviïn les condicions imperants a la conca. Per tant, són poc útils a l'hora de representar els impactes que pot causar una modificació en l'ús del sòl o en el tipus de clima. Per altra banda, en l'escala espacial no tenen en compte la distribució de la pluja o la resposta hídrica, es a dir, tenen una estructura globalitzada.

Per contra, la modelització dels sistemes amb paràmetres físics (*physically-based models*) i tenint en compte el comportament de cada variable en l'espai (*distributed sediment yield models*), presenta certes avantatges, com la seva aplicació en conques on les dades són limitades, o la predicció dels impactes per canvis ambientals. Els seus paràmetres i variables tenen base física i es poden mesurar en el camp. Tot això comporta que la construcció del model sigui menys dependent de l'existència de registres anteriors i que la modificació dels paràmetres que el representen pot seguir donant-li validesa en cas de canvis. La resposta de la conca es presenta distribuïda en l'espai i el temps i pot ser múltiple de forma que, a més de donar prediccions de les variables hidrològiques, també calcula la càrrega sedimentària associada o la concentració de soluts i contaminants.

Les desavantatges dels models de base física són les dificultats de processament de les dades, la necessitat d'avaluar alguns paràmetres i l'imprescindible període d'aprenentatge pels nous usuaris.

SHETRAN-UK és la modelització física d'una conca fluvial per explicar la dinàmica hidrològica, la resposta sedimentària i el transport associat de contaminants (Bathurst i Purnama, 1991). La base d'aquest model és el Sistema Hidrològic Europeu (SHE) que incorpora les components principals de la fase terrestre del cicle hidrològic per representar el moviment de l'aigua en la conca de drenatge. Dintre de SHE, cada procés (fusió de neu, intercepció dels arbres, evapotranspiració, escolament superficial, hipodèrmic i subterrani, interacció aqüífer-riu) es calcula per diferències finites de les equacions diferencials parcials de conservació de masses i energia o altres equacions empíriques derivades de la recerca experimental. Sobre una xarxa ortogonal es

distribueixen característiques de la conca, precipitacions i resposta hidrològica. En la vertical, els cubs de la malla representen una columna en la que s'observa la zona saturada respecte a la superfície.

La component del transport de sediments del model SHETRAN s'anomena SHESED-UK. Contempla l'erosió per l'impacte de les gotes de pluja, els degotalls des de les fulles dels arbres, el rentat per l'escolament superficial en els vessants, l'erosió en les ribes del llit i la infiltració dels sediments fins entre les graves i còdols dels fons. Una rutina del model descriu la composició granulomètrica dels sediments transportats. Aquest extrem és certament interessant ja que els radionuclis són adsorbits, preferentment, per la fracció més fina dels sediments cohesius.

El transport realitzat per l'escolament sobre els vessants s'avalua amb les equacions de conservació de masses en dues dimensions. La taxa de transport està limitada per la quantitat de sediment disponible i per la capacitat de transport del fluxe. El transport de sediments en el llit és funció del material mòbil, que es divideix en cohesiu i no cohesiu. S'assumeix que el sediment cohesiu es mou essencialment com a càrrega en suspensió i les equacions inclouen termes per explicar la seva dispersió.

El model SHETRAN-UK i les seves components (transport de sediments i contaminants) s'està aplicant a l'estudi de la desertificació en l'àmbit mediterrani a través de projectes com l'EPOCH-MEDALUS (*Mediterranean Desertification And Land Use*).

3. TAXES DE TRANSPORT DE SEDIMENTS EN SUSPENSÍO

Es coneixen mesures de la càrrega sedimentària dels rius de fa més d'un segle. Ens hem de remuntar a l'any 1846 per les primeres referències en el riu Mississippi, a l'any 1863 per als rius Sena i Marne a França, i al 1874 en el cas del riu Nil.

En els anys cinquanta, Fournier (1960) assaja una primera representació del model global de denudació amb dades de la càrrega de sediments procedents de 96 rius, principalment nord-americans. A finals dels setanta hi havia disponibles unes 1500 estimacions de diferents estacions de mesura repartides per tot el món. Mes tard, Walling i Webb (1983) inclouen en la seva representació dades de quasi 2000 estacions fluvials, mentre que Dedkov i Mozzherin (1992) apleguen informació de més de 3.000 estacions en el seu treball. Recentment, en el context del programa IGBP LOICZ, s'ha creat la base de dades fluvials GLORI-Global River Index (Milliman et al., 1995) que reuneix fluxes de sediment en suspensió de més de 400 rius, els quals representen el 66% de la superfície terrestre que drena als oceans. Els valors globals del flux de sediments des dels continents als oceans varien segons els autors que els han determinat, no obstant les xifres més acceptades oscil·len entre $15 \text{ i } 20 \times 10^9 \text{ t / any}$ (Milliman i Syvitski, 1992).

A continuació es presenten algunes dades sobre taxes de transport de sediments específiques, és a dir referides a una superfície concreta, extretes de la literatura hidrològica, geomorfològica i de l'enginyeria d'obres civils. Corresponen a diferents indrets del planeta i engloben un espectre molt ampli, des de taxes pròximes a $1 \text{ t km}^{-2} \text{ any}^{-1}$ en el nord-est d'Europa, fins al registre més elevat que supera les $50.000 \text{ t km}^{-2} \text{ any}^{-1}$ en el Yellow River (Txina).

REGISTRES MUNDIALS INFERIORS A $2 \text{ T KM}^{-2} \text{ ANY}^{-1}$ (Walling i Webb, 1996)

Conca-Riu	Lloc	Taxa ($\text{t km}^{-2} \text{ any}^{-1}$)	Àrea (km^2)
Brindabella	Austràlia (N.S.Wales)	1,3	26,1
Queanbeyan R.	Austràlia (N.S.Wales)	1,7	172
-----	Polònia	< 1	-
Yenesei i Dneiper	Kola (antiga U. Sov.)	< 1	-

REGISTRES MUNDIALS SUPERIORS A $10.000 \text{ T KM}^{-2} \text{ ANY}^{-1}$ (Walling i Webb, 1996)

Conca-Riu	Lloc	Taxa ($\text{t km}^{-2} \text{ any}^{-1}$)	Àrea (km^2)
Huangfuchuan	Txina (riu Groc)	53.500	3.199
Erjenhsi	Txina (Taiwan)	28.911	350
Tsengwen	Txina (Taiwan)	28.000	1.000
Dali	Txina (riu Groc)	25.600	96,1
Dali	Txina (riu Groc)	21.700	187
Waiapu	Nova Zelanda (N.I.)	19.970	1.378
Perkerra	Kènia	19.520	1.310
Waingaromia	Nova Zelanda (N.I.)	17.340	175
Hokitika	Nova Zelanda (S.I.)	17.070	352
Dali	Txina (riu Groc)	16.300	3.893
Hikuwai	Nova Zelanda (N.I.)	13.890	307
Cleddau	Nova Zelanda (S.I.)	13.300	155
Haast	Nova Zelanda (S.I.)	12.736	1.020
Cilutung	Java	12.000	600
Cikeruh	Java	11.200	250
Aure	Nova Guinea	11.126	4.360

En resum, una perspectiva global de les diferents regions de la Terra mostra que els màxims absoluts de transport de sediment es troben associats a les àrees de *loess* de la Txina i també a les zones muntanyoses

alpines del marge pacífic i als cinturons orogènics dels Alps i l'Himalàia. També apareixen valors molt elevats en altres regions amb clima mediterrani i semiàrid, així com en els tròpics estacionalment humids. Els valors baixos es localitzen a les regions amb deserts i amb escàs relleu, i obviament a les regions glaçades de l'escut canadenc i nord de l'Euràsia (Walling i Webb, 1996).

4. BIBLIOGRAFIA

- BATALLA, R.J. (1993): *Contribució del transport de sorres al balanç de sediment d'una conca granítica mediterrània*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 199 p.
- BATHURST, J.C. i PURNAMA, A. (1991): Design and application of a sediment and contaminant transport modelling system. In: *Sediment and Stream Water Quality in a changing environment: trends and explanation*. IAHS Publ. 203: 305-313.
- BESCHTA, R.L. (1987): Conceptual models of sediment transport in streams. In C.R. THORNE, J.C. BATHURST & R.D. HEY (eds.): *Sediment transport in gravel-bed rivers*. John Wiley & Sons. Chapter 13: 387-408.
- CARLING, P.A. (1983): Particulate dynamics, dissolved and total load, in two small basins, northern Pennines, U.K. *Hydrol. Sci. J.*, 28: 355-375.
- CARONI, E.; SINGH, V.P. i UBERTINI, L. (1984): Rainfall-runoff sediment yield relation by stochastic modeling. *Hydrol. Sci. J.*, 29 (2): 203-218.
- COLBY, B.R. (1956): Relationship of sediment discharge to streamflow. *U.S. Geol. Surv. Open File Report*.
- COLLINS, M.B. (1981): Sediment yield studies of headwater catchments in Sussex, S.E. England. *Earth Surf. Proc. Land.*, 6: 517-539.
- DEDKOV, A. P. i MOZZHERIN, V.T. (1992): Erosion and sediment yield in mountain areas of the world. In D.E. Walling, T.R. Davies & B. Hasholt (eds.): *Erosion, debris flows and environment in mountain regions*. IAHS Publ. n° 209: 29-36.
- DIETRICH, W.E. i DUNNE, T. (1978): Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Z. Geomorphol. N.F., Supp. Bd.*, 29: 191-206.
- FINLAYSON, B.L. (1978): Suspended solids transport in a small experimental catchment. *Z. Geomorphol. N.F.*, 22 (2): 192-210.
- FOURNIER, F. (1960): *Climat et erosion*. Presses Univ. de France, Paris, 201 p.
- GUY, H.P. (1964): An analysis of some storm-period variables affecting stream sediment transport. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 462-E. Washington. 46 p.
- MILLIMAN, J.D. i SYVITSKI, J.P.M. (1992): Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.*, 100: 325-344.
- MILLIMAN, J.D. ; RUTKOWSKI, C. i MEYBECK, M. (1995): River discharge to the sea. A Global River Index (GLORI). LOICZ Core Project Office, Texel.

- MOORE, R.J. (1984): A dynamic model of basin sediment yield. *Water Resour. Res.*, 20 (1): 89-103.
- RIEGER, W.A.; OLIVE, L.J. i GIPPEL, C.J. (1988): Channel sediment behaviour as a basis for modelling delivery processes. In M. Bordas & D.E. Walling (eds.): *Sediment budgets. IAHS Publ.* 174: 541-548.
- SHARMA, T.C.; HINES, W.G.S. i DICKINSON, W.T. (1979): Input-output model for runoff-sediment yield processes. *J. Hydrol.*, 40: 299-322.
- SINGH, V.P. i KRSTANOVIC, P.F. (1987): A stochastic model for sediment yield using the principle of maximum entropy (POME). *Water Resour. Res.*, 23 (5): 781-793.
- SINGH, V.P.; KRSTANOVIC, P.F. i LANE, L.J. (1988): Stochastic models of sediment yield. In M.G. ANDERSON (ed.): *Modelling Geomorphological Systems*. John Wiley & Sons. Chapter 9: 259-285.
- THOMAS, R.B. (1985): Estimating total suspended sediment yield with probability sampling. *Water Resour. Res.*, 21 (9): 1381-1388.
- VANSICKLE, J. (1982): Stochastic predictions of sediment yields from small coastal watersheds in Oregon, U.S.A. *J. Hydrol.*, 56: 309-323.
- VANSICKLE, J. i BESCHTA, R.L. (1983): Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resour. Res.*, 19 (3): 768-778.
- WALLING, D.E. i WEBB, B.W. (1982): Sediment availability and the prediction of storm-period sediment yields. In : *Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. IAHS Publ.* 137: 327-337.
- WALLING, D.E. i WEBB, B.W. (1983): Patterns of sediment yield. In K. J. GREGORY (ed.) *Background to Palaeohydrology*. John Wiley & Sons: 69-100.
- WALLING, D.E. i WEBB, B.W. (1996): Erosion and sediment yield: a global overview. IN D.E WALLING & B.W. WEBB (eds.): *Erosion and sediment yield: global and regional perspectives. IAHS Publ.* 236: 3-19.
- WILLIAMS, G. P. (1989): Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.*, 111: 89-106.

CARACTERIZACIÓN DEL HÁBITAT ÍCTICO EN LECHOS DE GRAVAS

Antoni PALAU
Universitat de Lleida

1. EL CONCEPTO DE HÁBITAT ACUÁTICO

Quizás la forma más fácil de aproximarse a la definición de hábitat acuático, o mejor de las capacidades de habitabilidad que presenta cualquier curso de agua, se encuentra en imaginar el resultado de la interacción entre el caudal circulante por un cauce determinado y el tipo de sustrato sobre el que se aplica.

En efecto, de la interacción entre el flujo de agua y el sustrato se derivan todas las condiciones del medio que van a definir el hábitat de un tramo fluvial, desde las características hidráulicas de tipo físico (distribución de velocidades, de profundidades, de anchura de lámina de agua, etc.) hasta los componentes bióticos (tipo de comunidades naturales acuáticas, estructura y composición de la ribera, etc.), pasando por la cantidad de refugios, de zonas de freza, de descanso, de zonas productoras de alimento para los distintos niveles tróficos (zonas aptas para la producción primaria y/o secundaria), etc.

Hay que señalar además que la interacción entre caudal (agua) y cauce (sustrato) es marcadamente asimétrica en el sentido que el caudal “modela” el cauce, mientras que el cauce no condiciona para nada el caudal, aunque sí su manifestación hidráulica. Este aspecto es importante porque significa que el caudal circulante posee toda la información necesaria para la organización de un tramo de río (figura 1), lo que dejando correr un poco la imaginación permite pensar en el flujo de agua como el código genético del río, expresado en este caso en términos de magnitud, variabilidad y recurrencia de caudales.

2. LOS COMPONENTES DEL HÁBITAT FLUVIAL

Tal y como se ha apuntado, en el caso de los ecosistemas fluviales, la conjunción de aspectos hidráulicos y componentes biológicos, constituyen lo que en la Teoría Ecológica se conoce como hábitat, una vez se haya contextualizado para la población de una especie determinada. Es importante por tanto resaltar que no existe un hábitat genérico, sino un hábitat (o unas condiciones de habitabilidad) que para su definición precisan estar referidas a una especie determinada. Por otro lado cabe indicar que existen varias escalas para definir un hábitat, que van desde el microhábitat hasta la ecoregión.

Entre los aspectos hidráulicos que participan en el concepto de hábitat figuran variables fácilmente medibles que a su vez pueden clasificarse en dos bloques:

- 1) Variables que definen la "cantidad" de hábitat
- 2) Variables que definen la "calidad" del hábitat

Por su parte los componentes biológicos del hábitat, pueden subdividirse también en dos apartados:

- 1) Las poblaciones de especies presentes (comunidad) que interactúan con la de referencia (para la que se define el hábitat). Incluye las relaciones entre la especie de referencia y el resto de especies
- 2) Las interacciones entre la especie de referencia y el medio físico

De lo expuesto se deduce que los aspectos hidráulicos son unos descriptores relativamente más "estáticos" en relación a los componentes biológicos, por referirse a variables medibles, mientras que lo biótico es manifiestamente más dinámico al estar referido a interacciones (relaciones predador-presa, competencia, capacidad de adaptación al medio, sensibilidad, etc.).

Normal y no siempre acertadamente, en estudios de caracterización o de gestión de ríos, el hábitat fluvial de referencia es el de los peces y muy a menudo el de la emblemática trucha, por ser esta la especie que, dentro del agua, ocupa el nivel trófico supuestamente más alto y se la considera poseedora de unas exigencias de calidad de hábitat también supuestamente superiores a las del resto de los peces.

Sin entrar ahora a discutir esta evidente arbitrariedad de tomar la trucha sistemáticamente como referente, no hay que pasar por alto que en un río existen otras especies de peces autóctonos, cuyo único defecto es que no han interesado a la especie humana. Se trata de especies cuya ubicación trófica poco tiene que ver con la "red trófica" de la trucha y que además presentan unas exigencias de hábitat en el mejor de los casos poco conocidas.

Por otro lado, en un río no sólo hay peces y, como en cualquier sistema natural, la gestión ambiental correcta no consiste en supeditar todo a favorecer una especie determinada, si realmente se quiere mantener su funcionalidad en términos de naturalidad. Para la producción de peces ya se han inventado las piscifactorías.

3. LA CUANTIFICACIÓN DE HÁBITATS EN RÍOS

3.1. CONCEPTOS BÁSICOS Y METODOLOGÍA

Para la gestión de cualquier ecosistema, una buena unidad de trabajo es ciertamente el hábitat y de acuerdo con todo lo indicado, la calidad y la calidad de un hábitat dependerán en gran medida, cuando no exclusivamente, de la cantidad de agua o caudal circulante.

Existe por tanto una relación teórica entre caudal y habitabilidad que, de forma orientativa, puede aproximarse a lo expuesto en la figura 2, donde se observa como el hábitat óptimo se obtiene para un valor intermedio de caudal, evitando situaciones extremas.

Partiendo de la relación hábitat/caudal, se han desarrollado en los últimos 20 años técnicas de cuantificación del hábitat fluvial, todas ellas derivadas del HEP ("Hábitat Evaluation Procedures") y aplicadas para la gestión piscícola de ríos, para la caracterización de impactos ambientales o para el cálculo de los mal llamados "caudales ecológicos", tema este último de plena actualidad.

En esencia, la cuantificación del hábitat fluvial se basa en obtener, para cada río (o mejor tramo de río) y para cada especie en concreto, el tipo de curva hábitat/caudal como el mostrado en la figura 2.

La figura 3 muestra el procedimiento a seguir para la cuantificación del hábitat de un tramo de río según la metodología PHABSIM ("Physical Hábitat Simulation Metodology"), que constituye hoy por hoy el referente obligado en el estudio de hábitats fluviales.

3.2. LIMITACIONES GENERALES EN EVALUACIÓN DE HÁBITATS FLUVIALES

La aplicación de modelos unidimensionales como el PHABSIM o los microhábitats tiene serias limitaciones en si mismo (figura 4).

Un primer tipo de limitaciones son estructurales en el sentido de que los modelos de simulación de hábitat de tipo unidimensional (basados en transectos) no son capaces de recoger aspectos que son importantes para la descripción del hábitat, como es la distribución en mosaico y conexión de los refugios, las líneas de flujo, la alternancia y proporción de pozas y rápidos, etc. aspectos todos ellos que requieren abordarse con un planteamiento bidimensional (basado en superficies). De ahí que actualmente se tienda a la sustitución o ampliación de los modelos unidimensionales por los bidimensionales lo que supone un cambio en la escala de trabajo, desde el microhábitat hasta el mesohábitat.

A nivel metodológico, la evaluación de hàbitats presenta también limitaciones importantes (como las de cualquier otra técnica de cuantificación de sistemas naturales), desde la selección, representatividad y tamaño del área de estudio hasta la cuantificación de los descriptores del hàbitat, bien sea por la variabilidad de resultados obtenibles según las expresiones de cuantificación utilizadas o por la importancia de la localización de los transectos sobre los resultados finales.

Curiosamente las imprecisiones en las medidas de campo (velocidad, profundidad, etc.) no son demasiado trascendentes en la definición del hàbitat, como consecuencia del gran número de medidas que se practican y la compensación estadística de los errores que ello comporta.

Hay también limitaciones secundarias atribuibles a que muchos tramos de río están ocupados por más de una especie piscícola (por no hablar de otros grupos taxonómicos), con requerimientos distintos entre ellas. Otras limitaciones son debidas al mal uso del PHABSIM, en particular a su aplicación directa sin adaptación de las curvas de preferencia, etc. A todo esto hay que añadir que ni el PHABSIM ni ningún modelo de cuantificación de hàbitats, van más allá de resultados teóricos (hàbitat potencial útil), que puede o no ser similar al hàbitat real.

3.3. EL CASO DE LOS RÍOS MEDITERRÁNEOS

Al margen de los comentarios anteriores, el punto más condicionante de los modelos de evaluación de hàbitats fluviales es el problema de la variabilidad temporal del hàbitat que no está incorporada en las bases conceptuales del modelo y es un aspecto muy importante. De hecho, el hàbitat teórico y en particular la biomasa piscícola de un tramo de río en un momento dado (muestreo), no depende de las condiciones del muestreo, sino de las que hubo el día anterior y el otro, y el otro, etc.

Esta cuestión resulta ser particularmente importante en ríos como los mediterráneos con lechos de cantos y gravas donde a los problemas ya indicados relacionados con la heterogeneidad espacial (localización de los transectos o áreas representativas, etc.) se le suma una irregularidad temporal muy notable tanto a lo largo del año como entre años, de modo que un hàbitat establecido para un tramo de río, puede no ser validable en ese mismo tramo, después de una crecida, serlo de nuevo al cabo de un tiempo o no serlo nunca más.

En términos de estudio es interesante el uso de técnicas de cuantificación de hàbitats en ríos mediterráneos, aunque sólo sea para demostrar su inaplicabilidad. En cualquier caso si parece claro que desde el punto de vista de la gestión no debe ser obsesivo cuantificar el hàbitat fluvial en ríos

mediterràneos, o al menos pretender hacerlo con precisión. Cualquier inversión en este sentido va a dar resultados muy criticables, cuando no inaplicables.

La gestión de los ríos mediterràneos, paradigma de la impredecibilidad y la especialización, no pasa por tanto por la evaluación de hàbitats sino más bien por la estrategia de cubrir unos mínimos, (que pueden ser tan sencillos como el mantenimiento de una profundidad mínima) y dejar que la variabilidad natural del sistema haga el resto. No en vano el principal valor de conservación de este tipo de ríos es su variabilidad hidráulica (temporal y espacial) y las formas de vida que se han sabido adaptar a ella.

BIBLIOGRAFÍA

- BOURGEOIS, G., D. CAISSIE & N. EL-JABI (1996): "Sensitivity of PHABSIM in a small atlantic salmon stream". Proceedings of 2nd International Symposium on Habitat Hydraulics, Ecohydraulics 2000. (Quebec, Canada). Vol, B: 381-394.
- BOVEE, K.D. (1982): "A guide to stream habitat analysis using Instream Flow Incremental Methodology". Instream Flow Information Paper, 12 FWS/OBS-82/26, Co-operative Instream Flow Group, US Fish and Wildlife Service, Office of Biological Services.
- BOVEE, K.D. (1996): "Perspectives on Two-Dimensional River Habitat Models: the PHABSIM Experience". Proceedings of 2nd International Symposium on Habitat Hydraulics, Ecohydraulics 2000. (Quebec, Canada). Vol, B: 149-162.
- GAN, K. & T.A. MCMAHON, (1990): "Variability of results from the use of PHABSIM in estimating habitat area". *Regulated Rivers: Res. & Manag.*, 5: 233-239.
- GORDON, N.D., T.A. MCMAHON & B.L. FINLAYSON (1992): "Stream Hydrology. An Introduction for Ecologist". John Wiley & Sons, UK. 526 pp.
- HARDY, T.B. (1996): "The Future of Habitat Modeling". Proceedings of 2nd International Symposium on Habitat Hydraulics, Ecohydraulics 2000. (Quebec, Canada). Vol, B: 448-463.
- LECLERC, M., A. BOUDREAU, J.A. BECHARA & G. CORFA (1995): "Two-dimensional hydrodynamic modeling: a neglected toll in the instream flow incremental methodology". *Trans. Amer. Fish. Soc.*, 124(5): 645-662.
- PALAU, A. (1997): "Los ecosistemas acuáticos epicontinentales. Limitaciones para la gestión de los peces". In: "Conservación, Recuperación y Gestión de la Ictiofauna Continental Ibérica". (C. Granado, Ed., 1997). Public. Est. Ecol. Aplic. Sevilla: 49-65.
- USFWS (1980): "Habitat evaluation procedures". Division of Ecological Services. USFWS-ESM102. Washington D.C. (USA).

RISCOS FLUVIALS EN RIUS DE MUNTANYA: ASPECTES NATURALS I ANTRÒPICS

- EL PAPER DE LA URBANITZACIÓ I EL TURISME EN L'INCREMENT DE LES INUNDACIONS I EN ELS SEUS DANYS. EXEMPLES DEL NE DE LA PENÍNSULA IBÈRICA-

Maria SALA

Universitat de Barcelona

1. INUNDACIONS: FACTORS METEOROLÒGICS I ANTRÒPICS

Els estudis de la dinàmica fluvial portats a terme durant les últimes dècades han mostrat que un dels agents més efectius de canvi en el comportament dels rius és l'home mitjançant els usos que fa del sòl. Els canvis principals que tenen lloc dins el marc de les conques fluvials estan produïts per la remoció de la vegetació, seguida de la regulació (rectificació) dels canals i el recobriment de les superfícies per edificacions i carreteres. Tot i que la resposta del sistema fluvial a aquest canvis és complexa, és obvi que es produeix un increment de les taxes d'escolament superficial i dels pics de crescuda a causa de la impermeabilització de les superfícies del terreny, i com a resultat d'això també s'ha d'esperar una reducció del temps de retard entre la ocurrència de la precipitació i la generació d'escolament.

En medis mediterranis els factors meteorològics constitueixen en ells mateixos un risc natural d'episodis d'inundació. L'estacionalitat climàtica determina una concentració del període de pluges en uns pocs mesos i dies de l'any, i per tant les precipitacions d'alta intensitat són un factor comú. El resultat en el sistema fluvial són fluxos amb pics de crescuda molt alts. Aquestes condicions són naturals i per tant no es poden canviar. La única possibilitat és adaptar-hi les activitats humanes.

Els factors socio-econòmics actuals sovint s'afegeixen a les tendències naturals de risc d'inundacions. El desenvolupament econòmic corre paral·lel al creixement urbà i de la xarxa de comunicacions, ambdós portant a un increment de l'escolament superficial degut a la disminució de les superfícies permeables. Però a més, la concentració de la població en àrees urbanes i industrials, sovint localitzades prop de les planes al·luvials d'inundació degut a la disponibilitat d'aigua i els preus baixos, és la causa d'un increment de les pèrdues humanes i econòmiques causades per les inundacions. En altres casos les atraccions paisatgístiques poden induir a localitzar recursos turístics en àrees inundables.

L'estudi de dos casos en sistemes fluvials del nord-est de la Península Ibèrica, extrets dels treballs de poden il·lustrar el paper dels factors socio-econòmics en el tema de les inundacions. Es tracte dels treballs de Sala & Inbar (1992) sobre els efectes de la urbanització en l'escolament fluvial, i el de Batalla & Sala (1997) sobre els efectes de la localització en les pèrdues humanes i econòmiques causades per una crescuda.

2. EFECTES HIDROLÒGICS DE LA URBANITZACIÓ

Els efectes principals del procés d'urbanització són: (i) un increment de les superfícies impermeables, (ii) una concentració de la població en determinades àrees, (iii) edificacions incontrolades en les planes al·luvials d'inundació.

Els estudis dels cabals mitjans anuals de cursos fluvials del sistema català (figura 1), abans i després del procés d'urbanització, relacionat amb el desenvolupament econòmic ocorregut en l'àrea de les seves conques, mostra canvis notables en els totals anuals d'escolament. El procés d'urbanització es va intensificar a Catalunya durant la segona meitat del segle XX, i per tant es pot esperar un increment de les taxes d'escolament posterior a aquest període. El fet és que inundacions molt serioses es produeixen cada cop amb major freqüència i produeixen destrosses cada cop més grans (taula 1).

Sala i Inbar (1992) varen portar a terme una comparació de la resposta hidrològica a la precipitació d'algunes conques al llarg del temps en relació al grau d'urbanització. El grau d'urbanització i de desenvolupament de la xarxa viària s'ha mesurat sobre mapes nacionals a escala 1:50000 en dos períodes, 1947-1955 i 1975-1980, i el resultat mostra un increment de quatre vegades de les superfícies impermeables (figura 2).

La relació entre les dades meteorològiques i hidrològiques del període 1950-1980 mitjançant les corbes acumulades de les precipitacions i l'escolament anuals mostra, per una banda que la precipitació s'ha mantingut estable durant el període, i per l'altra que hi ha hagut un increment de l'escolament fluvial a partir dels anys seixanta (figura 3), la qual cosa es correspon amb el procés d'urbanització accelerada. Aquest és el cas en les parts baixes de moltes conques (Tordera, Besòs, Llobregat) mentre que no s'observen canvis en les conques de capçalera i de muntanya (Avencó, Tordera alt, capçalera del Llobregat).

Els gràfics (figura 4) que presenten per separat les relacions precipitació escolament dels dos períodes (1940-1959 i 1960-1980), mostren molt clarament la producció més alta d'aigua d'escolament superficial després del procés d'urbanització. La relació actual entre escolament i precipitació és, en aquestes conques, aproximadament un 50% més alt que en el període precedent.

Tot i que no hi han dades del període pre-urbà sobre el temps de retard i els cabals pic, es pot assumir que el primer s'ha escurçat i els segons s'han incrementat. El creixement de les inundacions indica precisament un temps curt per l'alerta de les poblacions i cabals pics alts, ambdós aspectes relacionats amb el descens de la capacitat d'estocatge de la conca, tant als vessants com al llarg del canal. La forma aguda i allargada dels hidrogrames de les avingudes recents proven el que s'ha esmentat (figura 5).

Com a conseqüència, crescudes que són causa de desgràcies personals i econòmiques han estat corrents durant els últims anys. En el període 1962-1988 nou inundacions catastròfiques van tenir lloc causant varis centenars de víctimes (taula 1). Les inundacions de les rambles de la costa s'estan convertint, desgraciadament, en un fet corrent.

3. EFECTES CATASTRÒFICS DE LA LOCALITZACIÓ

El 7 d'agost de 1996 una tempesta d'estiu amb pluges d'intensitats superiors als 500 mm h^{-1} varen tenir lloc sobre la conca d'Aràs, de 18 km^2 , un torrent de muntanya afluent del riu Gállego en els Pirineus Centrals. El pic de la crescuda resultant va ser de l'ordre dels $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, un cabal amb un període de retorn estimat de 1000 anys. Com a conseqüència, el càmping localitzat en el ventall al·luvial de la desembocadura del torrent, amb 700 persones dins, va resultar greument afectat, 87 persones varen morir i els danys materials varen ser considerables. Un estudi geomorfològic d'aquest succés és el de Batalla i Sala (1997), del que traiem les dades que segueixen.

Hi han dos factors relacionats amb el medi físic que es poden considerar com a principals responsables d'aquest succés d'alta magnitud i baixa freqüència: (i) la poca permeabilitat del sòl degut al alt contingut d'humitat causat per una estació plujosa poc usual, la qual cosa va tenir com a resultat un gran excés d'escolament superficial ràpid, i (ii) pendents molt fortes en el canal, de més del 20%, que varen ser causa de que les ones de la crescuda tinguessin unes velocitats que arribessin a 7 m s^{-1} . La cèl·lula tormentosa més activa es va localitzar a la capçalera de la conca de Betés, que representa un 20% de l'àrea de la conca però que va contribuir en un 60% del cabal pic. El cabal específic màxim a la conca de Betés va arribar als $85 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

La mobilització de sediment del llit del riu i de la part baixa dels vessants va ser també molt alta. La competència del torrent va ser suficient per arrossegar roques de fins a 10 m de diàmetre en alguns trams, sota tensions de tall de 10000 Pa. Un mínim de 100.000 tones de materials grossos i fins va ser exportada fora de la conca d'Aràs, part dels quals estaven emmagatzemats en una sèrie de preses localitzades a la part baixa del torrent, altre procedents del llit i marges dels canals. La taxa estimada de càrrega de fons durant el pic de la crescuda és d'uns $300 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, tres ordres de magnitud més elevada que en els torrents de muntanya de les Serralades Costeres Catalanes (Batalla 1997).

Dos són els factors humans que s'han de considerar en relació als aspectes catastròfics de la crescuda: (i) els treballs d'enginyeria portats a terme en el torrent basats amb dades insuficients sobre pluges i cabals de crescuda, (ii) la localització del càmping sobre un ventall al·luvial a la sortida d'un torrent de muntanya.

La canalització i el redreçament d'un curs torrencial son causa d'un increment de l'escolament, per impermeabilització del llit, i d'un increment de la velocitat, per la manca de rugositat i de corbes del canal, tot plegat determinant un increment del pic de la crescuda. I com a conseqüència un increment en el poder de l'aigua per transportar materials.

Els primers treballs de "correcció" del torrent varen ser portades a terme a finals del segle XIX i començaments del XX, sobretot degut a la freqüent deposició de blocs en la carretera a França. El canal havia estat rectificat i desplaçat del seu camí natural, tenia un pendent mig d'un 10%, 72 esglaons i 22 trampes de sediment. La capacitat del canal era de 125 m³/s, cabal estimat per un període de recurrència de 100 anys. Però durant la crescuda del 1996 el cabal estimat va ser superior a 250 m³/s.

A més d'algunes obres en els torrents afluents de la capçalera que poden haver influït directament en la inundació, com l'estrenyiment del canal en el seu pas pel poble de Betès, o indirectament com el pont d'Aràs que va ser insuficient al quedar bloquejat pels troncs, la localització del càmping a sobre del ventall al·luvial d'un torrent de molt pendent, és a dir en un àrea inundable, pot ser considerat el factor principal del desastre. Informes tècnics de 1984 i el coneixement tradicional varen ser menystinguts mentre que una total confiança va ser dipositada en les obres d'enginyeria.

4. NOTES FINALS

Primer de tot, cal considerar que la manca de comprensió del funcionament poderós de les lleis de la natura és el principal problema en l'ús que fa l'home del territori. Es per aquesta raó que els impactes del procés d'urbanització en la hidrologia no sempre són ben compresos o presos en consideració en la planificació, i que sovint es dona una invasió urbana i turística de les àrees fluvials. A més, les solucions enginyerils sovint són sobreestimades i el seu impacte en el medi no previst. Com a resultat, en molts casos, no és la magnitud d'una crescuda en sí mateix el que determina un desastre sinó el fet d'un ús del territori inapropiat. En resum, es pot dir que existeix un conflicte entre natura i societat i que la investigació geogràfica, és a dir la investigació que té en compte l'home i el seu medi, hauria de ser la base per solucionar aquest tipus de conflicte.

5. BIBLIOGRAFIA

- BATALLA,R. (1997): Evaluating bed-material transport equations from field measurements in a sandy gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 121-130
- BATALLA,R. & SALA,M. (1996): Estimacions hidrològiques i de moviment de sediment a la riuada del 7 d'Agost de 1996 a la conca del Barranco de Arás (Pirineu aragonès) *Acta Geològica Hispànica*, 4, 51-59
- SALA,M.& INBAR,M. (1992): Some Hydrologic Effects of Urbanization in Catalan Rivers. *Catena*, 19, 363-378.
- SALA,M., BATALLA,R. & INBAR,M. (1990): Variaciones de la escorrentía fluvial en algunas cuencas de Cataluña y su relación con el incremento de la urbanización. *Actas de la I Reunión Nacional de la Sociedad Española de Geomorfología*, Teruel, 499-508

EL PAPER DE LA URBANITZACIÓ I EL TURISME EN L'INCREMENT DE LES INUNDACIONS I EN ELS SEUS DANYS: EXEMPLES DEL NE DE LA PENÍNSULA IBÈRICA

Maria SALA

Universitat de Barcelona

- Transparències -

1.- INUNDACIONS: FACTORS METEOROLOGIA I FACTORS ANTRÒPICS

- Factors meteorològics mediterranis
- Factors socio-econòmics

2.- ALGUNS EFECTES DE LA URBANITZACIÓ EN RIUS CATALANS

- Efectes del procés d'urbanització
- Àrea d'estudi i dades
- Resultats i discussió

3.- EFECTES CATASTRÒFICS DE LA LOCALITZACIÓ EN TORRENTS DE MUNTANYA

- Factors naturals
- Factors antròpics
- Conflicte entre natura / societat / investigació

4.- DISCUSSIÓ

- Principals dificultats procedents de pràctiques del passat
- Quines haurien de ser les pràctiques actuals

INUNDACIONS: FACTORS METEOROLÒGICS I FACTORS ANTRÒPICS

- Factors meteorològics en medis mediterranis
 - estacionalitat: crescudes i sequeres
 - intensitat de la pluja: pics de crescuda alts
- Factors socio-econòmics
 - creixement urbà i viari: increment de l'escolament
 - urbanització d'àrees rurals: increment de l'escolament
 - concentració de la població: major risc de danys

ALGUNS EFECTES DE LA URBANITZACIÓ EN RIUS CATALANS

Maria SALA & Moshe INBAR

Universitat de Barcelona & Universitat de Haifa

- Efectes del procés d'urbanització:
 - increment de les superfícies impermeables
 - increment de la població concentrada
 - risc de construccions en els planes d'inundació
- Conseqüències:
 - increment de l'escolament superficial
 - increment de la magnitud i freqüència de les crescudes
 - increment dels danys econòmics i socials
- Àrea d'estudi: Rius de l'àrea catalana
- Dades:
 - mapes topogràfics 1950-1960 i 1977-1981 (1:50000)
 - Anuaris Hidrològics i Meteorològics 1950-1980
- Resultats:
 - mapes/percentatges d'àrees urbanitzades
 - relacions precipitació i escolament
 - escolament abans i després de 1960
- Discussió:
 - implicacions pels planificadors del territori
 - canvis en la geometria hidràulica dels canals
 - problemes d'erosió i sedimentació

EFFECTES CATASTRÒFICS DE LA LOCALITZACIÓ EN UN TORRENT DE MUNTANYA

Maria SALA & Ramon BATALLA

Universitat de Barcelona & Universitat de Lleida

1. Àrea d'estudi i localització del càmping

2. Característiques de l'àrea d'estudi

- àrea de la conca: 18 km²
- pendent mitjà: 14%
- material del substrat: flysh, till morrènic
- vegetació: bosc, pastures, camps agrícoles

3. Característiques del torrent

- inundacions freqüents (29-07-1948 amb un mort)
- bloqueig freqüent de la carretera a França
- mesures de protecció als segles XIX i XX
- diversificació, redreçament, canalització:
 - pendent 10%, 72 esglaons
 - capacitat pel període de retorn de 100 anys (125 m³/s)
 - crescuda del 07-08-1996: >252 m³/s; 86 morts

4. Mètode d'estudi:

- seccions transversals i granulometries del llit
- torrents d'Aso - Betés - canal d'Arás

5. Factors naturals

- pluges antecedents: sòl saturat, escolament superficial alt
- pluja estimada: >500 mm/hr (període de retorn de 200 anys)
- tipus de roca: material solt, fàcil d'erosionar
- vegetació de ribera: arrancada per soscavament
- geomorfologia: torrent de pendent fort amb ventall al·luvial

6. Factors antròpics

- aigües amunt:
 - confinació del canal natural
 - pont antic
- obres d'enginyeria aigües avall:
 - desplaçament del meandre natural
 - redreçament, canalització
- càlculs estadístics basats en dades de pocs anys
- usos del sòl: càmping en una àrea amb risc d'inundació

7. Estimacions hidrològiques

- Aso: 8km², 14% pendent, 5.6 m/s, 140 m³/s (retorn: 500 anys)
- Betés: 4 Km², 20% pendent, 7.6 m/s, 342 m³/s (retorn: 1000 anys)
- Arás: 18 km², > 650 m³/s (període de retorn estimat: >1000 anys)

8. Estimacions de transport de sediment

- > 100.000 tones de material fi i groller exportat
- 300 kg/m/s de càrrega de fons durant el pic
(3 ordres mag. sup. mitj.)

9. Conflicte entre natura / societat / investigació

- els torrents tendeixen a comportar-se com a torrents
- instal·lacions d'esbarjo sense considerar:
 - informes tècnics recents
 - coneixement tradicional
- els càlculs estadístics són sols estimacions

DISCUSSIÓ

- Principals dificultats procedents de pràctiques del passat
 - manca de consideració de les *condicions naturals* dels rius
 - invasió urbana de les àrees fluvials
 - nul·la adaptació del drenatge a l'augment de la impermeabilització
- Dades tradicionals d'escolament no fiables
- Decisions preses per autoritats locals basades en beneficis a curt termini
- Quines haurien de ser les pràctiques actuals ?
 - respecte per les lleis naturals del medi físic
(els meandres i la rugositat del llit retarden el flux)
 - importància de les característiques de la conca i no sols del llit
 - un riu és un sistema (àrea de la conca, substrat, pendents xarxa)
 - risc potencial més alt en conques de 10-100 km²
 - < 10 km²: la producció d'aigua és limitada
 - > 100 km²: desenvolupament de mecanismes de control de retenció de l'aigua (meandres, barres, terrasses)
- les preses actuen com a trampes de sediments:
quan es trenquen l'aportació de sediment aigües avall s'incrementa
- no sobreestimar els beneficis locals a curt termini
- limitar les obres d'enginyeria: un cop iniciades en calen més
- establir normes estrictes per les obres properes a cursos fluvials
- controlar les regulacions des del govern central i no el local